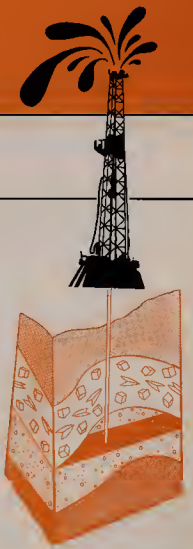
Pn 260 C3

MÉMOIRES
DU MUSÉUM
NATIONAL
D'HISTOIRE
NATURELLE

SCIENCES
DE LA
TERRE
TOME 55
1988

Évaporites et Hydrocarbures

Coordonné par
Georges BUSSON



Publié avec le concours de la Compagnie Française des Pétroles Total et des Sociétés Esso-REP et Schlumberger

Source : MNHN, Paris

MÉMOIRES DU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

Directeur de la publication : Philippe BOUCHET
Rédacteurs (Editors) : P. BOUCHET, A. DUBOIS, C. ERARD
Secrétariat : Bernadette CHARLES
Conception graphique : Alain DEFILIPPI
Rédaction : 57, rue Cuvier
75005 Paris

Les Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle publient des travaux originaux majeurs (100 pages et plus) dans les domaines suivants : Zoologie (série A), Botanique (série B), Sciences de la Terre (série C). Les auteurs sont invités, pour toutes les questions éditoriales, à prendre contact avec le directeur de la publication.

Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle publishes major original contributions (100 pages and over) in three different series : Zoology (série A), Botany (série B), Earth Sciences (série C). Prospective authors should contact the Editor. Manuscripts in French and English will be considered.

Vente en France
(uniquement)

Éditions du Muséum
Lionel GAUTHIER
38, rue Geoffroy St-Hilaire
75005 Paris
Tél. : (1) 43-31-71-24
Telex MUSNAHN 202641 F
CCP : 9062-62 Y Paris

Sales Office
(France excluded)

E. J. Brill
P.O. Box 9000
2300 PA Leiden
The Netherlands
Tel. : (071) 312624
Telex 39296 brill nl
Fax. (071) 317532

Parution et prix irréguliers. Les ordres permanents d'achat et les commandes de volumes séparés sont reçus par le service de vente. Catalogue sur demande. Une liste des derniers titres parus figure en page 3 de couverture.

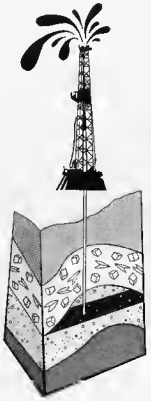
Volumes are published at irregular intervals, and at irregular prices. Standing orders and orders for single volumes should be directed to the Sales Offices. Free price list and catalogue on request. Recently published memoirs are listed on page 3 of the cover.
The Muséum national d'Histoire naturelle also publishes a Bulletin.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Évaporites et Hydrocarbures



BIBL. DU MUSÉUM PARIS

Source : MNHN, Paris

ISBN : 2-85653-155-5
ISSN : 0246-1196
© Éditions du Muséum national d'Histoire naturelle, Paris, 1988.

Source : MNHN, Paris

MÉMOIRES DU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

SÉRIE C
SCIENCES DE LA TERRE
TOME 55

Évaporites et Hydrocarbures

Coordonné par
Georges BUSSON

Muséum national d'Histoire naturelle
Laboratoire de Géologie, CNRS UA 1209
43, rue Buffon
75005 Paris

Publié avec le concours de la Compagnie Française des Pétroles Total et des Sociétés *Esso-REP et* Schlumberger.

ÉDITIONS
DU MUSÉUM
PARIS

1988

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

SOMMAIRE

Pages

Avant-Propos 9
G. Busson

Introduction 11
G. Busson

1. **Relations entre évaporites et accumulations d'hydrocarbures** 15
C. Schreiber

2. **Productivité microbienne, benthique et planctonique, dans les milieux hypersalés actuels : une revue** 19
A. Cornée

3. **Relations évaporites-hydrocarbures : l'association laminites-récifs-évaporites dans le Messinien de Méditerranée et ses enseignements** 43
J. M. Rouchy

4. **La matière organique du bassin salifère paléogène de Bresse : caractérisation par pyrolyse Rock-Eval, relation avec l'uranium et détection par spectrométrie du rayonnement gamma naturel** 71
A. Curial & R. Moretto

5. **Le Permien du Delaware (Sud des États-Unis, Texas et Nouveau-Mexique) : exemple de relations entre couches à matière organique de centre de bassin et évaporites de marge** 95
G. Busson & A. Cornée

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

AVANT-PROPOS

La formation de recherche du CNRS, dont je suis responsable, « Nature et genèse des faciès confinés » (successivement RCP 459, GRECO 52, U.A. 1209 [1]), œuvrant depuis 1977 au Laboratoire de Géologie du Muséum, a organisé dix-sept réunions sur les thèmes scientifiques les plus variés.

Or, un peu paradoxalement, un thème primordial, celui de la relation entre les évaporites et les hydrocarbures — deux groupes de faciès confinés parmi les plus importants et les plus caractéristiques — n'avait pas encore été traité. Cela tient au fait qu'il nous semblait préférable pour aborder ce thème de le faire conjointement avec des géologues pétroliers. L'expérience de ces confrères praticiens pouvait être d'autant plus précieuse que nombre d'entre eux ont œuvré une partie de leur vie dans de grandes provinces pétrolières telles que le Sahara septentrional, le Moyen-Orient, le Canada occidental, l'offshore ouest africain, la Mer du Nord, etc... où évaporites et hydrocarbures se sont si souvent avérés simultanément présents.

En mai 1986, je proposais au bureau de la section Géologie-Géophysique de l'Association Française des Techniciens du Pétrole le projet d'une réunion sur le thème « évaporites et hydrocarbures » qui serait organisée conjointement par cette association et par l'Unité Associée du CNRS dont je suis responsable. Cette réunion a finalement eu lieu, sous ce double patronage, à l'Institut Français du Pétrole à Rueil-Malmaison, le 29 janvier 1987. Une douzaine de conférences, impliquant 16 auteurs, ont été dispensées, suivies et discutées par une assistance de plus de 200 personnes comprenant de nombreux étrangers. Les notes rassemblées dans le présent mémoire correspondent à la participation des chercheurs « universitaires ». Nous avons tenu à les publier pour ne pas perdre le fruit de cet effort collectif et coordonné. Nous espérons que l'Association Française des Techniciens du Pétrole réussira, de son côté, à publier tout ou partie des notes extrêmement intéressantes présentées oralement le même jour par les praticiens de l'industrie pétrolière. Ces contributions complètent, en particulier par le recours systématique à l'approche géophysique, les données et interprétations que nous présentons ici.

Je tiens à remercier ici le Service des Publications du Muséum national d'Histoire naturelle qui a bien voulu assurer la publication de ces notes dans un « mémoire » de cet établissement. Je remercie également Mme E. CAMBRELENG qui a participé à l'illustration de plusieurs des notes qui constituent cet ouvrage ainsi que Mme DELÉTOILLE et Mme G. COURY qui ont assuré la dactylographie et Mlle M. DESTARAC à qui l'on doit l'illustration photographique. Enfin je tiens à exprimer ma reconnaissance à Mlle A. CORNÉE pour l'assistance efficace qu'elle m'a apportée tout au long de la préparation de ce travail.

Total Compagnie Française des Pétroles, Esso-REP et Schlumberger (Wireline) ont bien voulu subventionner la publication de ce travail. Je leur exprime ici toute ma reconnaissance.

GEORGES BUSSON

1. RCP : Recherches Coopératives sur Programme ; GRECO : Groupement de Recherches Coordonnées ; U.A. : Unité Associée.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

INTRODUCTION

Les particularités de ces deux groupes de faciés (évaporites et hydrocarbures)

La signification des **évaporites** est d'une exceptionnelle richesse : signification climatique et environnementale de faciès sensibles au climat, de dépôts fréquemment effectués dans un domaine intermédiaire entre mer et continent ; signification morphologique et structurale des épandages de plateforme ou des accumulations de cuvette, etc. Mais à ces significations «originelles», s'ajoutent les remarquables potentialités diagénétiques de ces faciès : aptitude à la dissolution et capacités les plus diverses des fluides salés qui s'en trouvent libérés ; aptitude au transport d'éléments, aux cristallisations, aux cimentations par ces fluides. Enfin, leurs extraordinaires propriétés halocinétiques sont telles que la présence d'une couverture de sel épaisse dans une région donnée marque de façon presqu'indélébile toute l'évolution ultérieure de cette région.

Les **hydrocarbures** ne sont pas moins riches, moins mobiles, moins significatifs, moins révélateurs. Ces produits ultimes de la matière vivante (et non des tests, des coquilles, des frustules, des os) sont représentés par des composés particulièrement divers, changeants dans le temps et dans l'espace, complexes. Visqueux, liquides ou même gazeux, ils sont les plus mobiles, souvent les plus dispersés. Ils sont parmi les plus riches d'enseignement de l'histoire d'un bassin sédimentaire, que ce soit — pour s'en tenir à quelques exemples — sur les caractères de la tranche d'eau, sur sa productivité en plancton et sur son éventuelle conservation, sur la porosité et les caractères d'oxygénation des sédiments frais, sur le degré d'enfouissement post-sédimentaire et sur l'importance du flux géothermique, sur la présence de couvertures et de pièges stratigraphiques, sur l'existence de structuration et enfin sur l'ajustement chronologique de ces phénomènes et sur l'enchaînement d'une évolution propre à engendrer, rassembler, piéger et protéger ces composés aussi fragiles que précieux.

La réalité de l'association entre ces deux groupes de faciès

Après plus d'un siècle de recherche pétrolière industrielle, la relation entre évaporites et hydrocarbures a été tant de fois établie qu'elle ne fait aucun doute. Les explorateurs en sont si persuadés que, ainsi qu'on l'a écrit maintes fois, la découverte d'évaporites importantes dans un bassin a eu tendance à conférer un nouvel intérêt et un nouvel attrait aux prospects de ce bassin. Des auteurs ont précisé cette relation grâce aux statistiques. Ainsi Moody (1970) a comptabilisé parmi les champs géants d'Amérique du Nord ceux qui ont avec les évaporites soit des relations de faciès, soit des relations par la tectonique, soit des relations par les dômes de sel, soit enfin ceux qui n'en ont pas.

J'ai rappelé ci-dessus quelques-unes des grandes provinces pétrolières où ces deux groupes de faciès ont souvent coexisté. L'association n'est pas l'apanage des seules séries marines ou à tendance marine ; la Green River Formation, le Gamba pré-salifère de l'Ouest africain constituent des exemples lacustres de couches riches en matière organique associées plus ou moins intimement à du sel. Dans le domaine océanique profond, il est remarquable que dès 1969 le deuxième forage scientifique du DSDP, reconnaissant un dôme de sel identifié grâce à la sismique (Sigsbee Knoll), mettait en écoulement incontrôlé un gisement pétrolier.

L'exemple le plus grandiose de cette associa-

Source : MNHN, Paris

tion est sans doute fourni par le Proche-Orient. On sait que les évaporites y sont exceptionnellement abondantes depuis le Cambrien (voir Infracambrien) jusqu'à l'Actuel. Or, longtemps avant de savoir qu'il s'agissait là de la plus riche province pétrolière mondiale, on y connaissait l'omniprésence des hydrocarbures. Jahvé ne disait-il à pas Noé d'enduire de bitume l'arche qu'il lui préconisait de construire. D'autres témoignages illustres sont apportés par l'imperméabilisation par ce même bitume du berceau de Moïse, par le mythe du buisson ardent — qui brûle sans se consumer ni disparaître —, par les ruisseaux de naphte embrasés des rues de Babylone, par les feux éternels du temple de Zoroastre, dans la presqu'île de l'Apchéron...

Les liens génétiques entre évaporites et hydrocarbures

Ces liens, originels, sont particulièrement intéressants sur le plan des mécanismes sédimentaires et ils ont été envisagés dans plusieurs communications présentées à l'occasion de cette réunion. Les gisements où l'association génétique originelle est indubitable sont légion. Rappelons simplement le Paradoxe (Pennsylvanien du Colorado) où, dans 29 cycles superposés, se répète la succession de détritiques fins à matière organique, de dolomie, anhydrite, sel et parfois potasse ; ou encore ces couches à matière organique très fines précédant toujours les évaporites massives dans les deux premiers cycles du Zechstein (Kupferschiefer et Stinkschiefer) ; ou ces quelques décimètres de calcaire à matière organique du Niagarien, toujours sous-jacents aux évaporites massives du Salina (sel A1 du Silurien du Michigan), etc.

Dans les milieux actuels, les relations entre productivité biologique, conservation de la matière organique et milieux sursalés commencent à être mieux comprises. En fait, l'homme a longtemps considéré que les milieux sursalés étaient des milieux sans vie. Le nom même de mer Morte n'exprime pas qu'il s'agit d'une mer en voie de disparition, mais qu'il s'agit d'un corps d'eau dépourvu de vie. La mosaïque de Medbah (Jordanie), apposée sur les murs d'une église byzantine du VI^e^ siècle, montre un poisson descendu avec les eaux du Jourdain qui cherche désespérément à en remonter le cours pour échapper à un inévitable trépas dans les eaux sursalées de cette mer Morte. Les descriptions très imagées données du Kara Bogaz Gol, à l'Est de la mer Caspienne, ont beaucoup fait pour imposer cette notion dans les esprits. Le courant qui amène en permanence les eaux de la Caspienne dans cette dépression sursalée y véhicule des myriades de poissons, de phoques, d'invertébrés, etc. qui trouvent une mort immédiate dans les saumures du Kara Bogaz. Cette profusion de cadavres rassemble à son tour une foule de carnivores — oiseaux, renards, etc. — dont la présence attirait certains plus gros prédateurs (loups, etc.). Un paysage inaccoutumé, les particularités du site, l'abondance extraordinaire de la faune se sont conjugués pour faire des évocations des explorateurs, des récits très frappants qui accentuaient dans les esprits le caractère mortel, antibiologique, des saumures.

On sait maintenant qu'il n'en est rien. Certes, l'immense majorité des organismes ne peut vivre dans ces eaux, faute des mécanismes osmotiques nécessaires. Mais, par contre, quelques espèces y sont pleinement adaptées. Citons ainsi dans l'Actuel la chlorophycée *Dunaliella salina*, le crustacé *Artemia salina*, l'infusoire cilié *Fabrea salina* et les bactéries hyperhalophiles, hétérotrophes en particulier. Ces exemples, cantonnés au domaine hyperhalin, correspondent à des productivités tout à fait extraordinaires, pouvant être jusqu'à dix fois plus élevées que les productivités océaniques les plus fortes, par exemple dans les zones de remontées.

La conservation de la matière organique engendrée est évidemment un maillon indispensable dans la succession des phénomènes qui peuvent amener aux hydrocarbures. Or, à cet égard et sous réserve que la tranche d'eau ait une épaisseur suffisante, les eaux salines peuvent jouer un rôle déterminant. En effet, d'une part, par leur densité élevée elles peuvent favoriser l'installation et le maintien d'un système d'eau stratifié avec individualisation d'un corps d'eau profond, bientôt euxinique, entravant ou supprimant les fermentations aérobies qui sont les plus destructrices. D'autre part, les eaux salines dissolvant moins d'oxygène que les eaux douces permettront d'arriver plus rapidement en profondeur à cet état d'anoxie ou au moins d'hypoxie, qui réduira ces fermentations microbiennes les plus défavorables.

Source : MNHN, Paris

Autres relations entre évaporites et hydrocarbures

On sait que les évaporites jouent un rôle important dans la genèse — ou la nécrose — de roches réservoirs. Cette action peut être précoce, sédimentaire : il en est ainsi de la croissance de récifs dans la phase pré-évaporitique de nombreux bassins. Elle peut être diagénétique, par exemple sous la forme de diagenèse dolomitisante, pouvant accroître la porosité. Cette action peut aussi être liée à des dissolutions ne laissant subsister que des brèches parfois très poreuses et très perméables. Mais ce rôle peut être très négatif, avec le dépôt de sulfates ou de chlorures qui colmatent la porosité d'un sable, d'un grès ou d'un carbonate. Chacun sait également le rôle de couverture très efficace que peuvent jouer les évaporites, grâce à la compacité quasiment parfaite qu'elles acquièrent en profondeur. La tectonique salifère enfin favorise tout autant les pièges structuraux que, dans les séries sus-jacentes, l'apparition de dépôts-centres (propices à des roches mères), d'accumulations sableuses locales, de biseaux stratigraphiques, etc. Il est évident d'ailleurs que la sismique de plus en plus perfectionnée par les nécessités de la recherche pétrolière a été le meilleur instrument de notre connaissance de la tectonique halocinétique.

En conclusion, j'insisterai sur l'extrême complexité de ces relations et, de ce fait, sur les difficultés qu'il y a à bien les comprendre, à l'aide de deux exemples simples. L'étanchéité des couvertures évaporitiques pourra avoir pour effet de bloquer au mur du sel des hydrocarbures dont l'origine primaire pourra être lointaine. Ce blocage, rapprochant hydrocarbures et évaporites, risquera de suggérer fallacieusement des relations génétiques. Par ailleurs, nous avons rappelé l'extrême mobilité, procédant de mécanismes physico-chimiques et géologiques différents, de ces deux groupes de faciès. Étant donné cette mobilité, trop souvent l'association de ces faciès ou leur rapprochement, leur disjonction, leur apparent antagonisme n'auront rien d'originel, mais dateront du dernier déplacement, de la dernière diagenèse. Comment douter, devant la complexité de ces problèmes, que leur solution exige la convergence du maximum de méthodes, de disciplines et de spécialistes.

Georges Busson

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Relations entre évaporites et accumulations d'hydrocarbures

Charlotte SCHREIBER

Department of Geology, Queens College (C.U.N.Y.)
Flushing New-York 11367 and
Lamont-Doherty Geological Observatory Columbia University,
Palisades NY : 10964

RÉSUMÉ

Des quantités considérables de matériel organique (bactérier et algaire) sont produites et conservées dans les milieux de dépôt évaporitiques. Ce matériel organique met en évidence un processus de maturation en deux phases. Les produits précoces comprennent du méthane et des huiles asphaltiques. Une altération ultérieure, non biogénique, engendre des hydrocarbures caractérisés par des n-alcanes, centrés entre nC_{17-19} et nC_{29}-nC_{31}. La migration des hydrocarbures se produit en général avant que l'enfouissement n'atteigne 1,5 km.

ABSTRACT

Relationship of evaporites and hydrocarbon accumulations.

Considerable organic material (bacterial and algal) is produced and preserved within evaporite depositional environments. This organic material exhibits a two phase style of maturation in which early products include biogenic methane and asphaltic oils and later alteration (non-biogenic) generates hydrocarbons characterized by n-alcanes centered between, nC_{17-19} and nC_{29}-nC_{31}. Hydrocarbon migration commonly occurs before 1.5 km of burial.

SCHREIBER, C., 1988. — Relations entre évaporites et accumulations d'hydrocarbures. *In* : G. BUSSON (ed.), Évaporites et Hydrocarbures. *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, (C), 55 : 15-18. Paris ISBN 2-85653-155-5.

Source : MNHN, Paris

Dans le passé, les milieux évaporitiques n'ont pas été considérés comme ayant un potentiel comme source d'hydrocarbures et ont toujours été regardés comme des milieux difficiles et hostiles á l'égard de la vie étant donné que pratiquement aucun fossile n'a été trouvé dans les sédiments évaporitiques (KIRKLAND et EVANS, 1981 ; EVANS et KIRKLAND, sous presse). D'autre part, il apparaît qu'il y a une relation nette, spatiale et temporelle, entre évaporites et hydrocarbures. Quels facteurs ont fait apparaître les évaporites sur la liste des caractéristiques des provinces pétrolières ? Il est évident que les évaporites constituent la couverture de beaucoup de réservoirs et elles ont engendré des structures-piéges á cause de leur déformation et/ou des dissolutions. Mais, la relation ne paraît pas limitée á la structuration et au rôle de couverture ; il semble au contraire qu'il y ait une possibilité selon laquelle les évaporites pourraient également être des roches-mères pour les réservoirs, en dépit de l'absence de fossiles identifiables.

Quand l'idée encore incertaine émergea selon laquelle les évaporites pourraient être considérées comme des roches-mères, quelques études ont débuté pour rechercher les milieux de dépôt des évaporites qui actuellement regorgent de vie, bien que cette vie soit d'un type trés spécial. Ces études, réalisées sur de nombreuses masses d'eau saline (alimentées á la fois par de l'eau marine et des eaux continentales), ont montré que ces masses d'eau sont parmi les écosystémes les plus productifs du monde. La productivité marine normale la plus élevée connue est d'environ 2 000 mg C/m^2/jour (TISSOT et WELTE, 1978), alors que des lacs salins en Afrique tropicale assimilent 19 000 mg de C/m^2/jour (HAMMER, 1981). Cela représente une production organique qui est de 9 á 30 fois celle d'un milieu marin normal.

Afin de déterminer si de tels milieux fortement productifs ont réellement conduit á une accumulation substantielle de matière organique, il faut toujours considérer 1) la dilution possible du sédiment et 2) la conservation de la matière organique. Dans la mesure oú les masses d'eau évaporitiques se présentent habituellement dans les régions arides, il n'existe pas, en général, de grands volumes d'apports clastiques. Car, habituellement, ces derniers s'observent le long des marges de bassin (dans des périodes de fortes précipitations sur les zones périphériques élevées), ou ces influx clastiques ne se développent pas du tout quand les régions périphériques ne présentent que de faibles reliefs. Pour ces raisons, nous trouvons une dilution relativement faible des évaporites par les influx clastiques dans la plupart des cas.

La conservation de la matière organique aprés sa formation est généralement réalisée dans des bassins confinés dont les eaux — au moins les eaux de fond — sont pauvres en oxygéne dissous. De telles concentrations basses en oxygéne peuvent être le résultat de quantités initiales faibles dans les saumures, puisque la solubilité de l'oxygène est très faible dans une eau á salinité et température élevées. Une seconde cause pour une faible teneur en oxygéne est la consommation intensive de l'oxygène disponible par les formes de vie qui se nourrissent des sédiments riches en matière organique. Dans ce cas, une partie de l'oxygène initial est rapidement consommée par les processus biologiques et ce gaz n'est pas renouvelé très rapidement par la circulation verticale. La productivité des bactéries anaérobies moins destructives, qui peuvent se développer et se nourrir de la matière organique restante, est également limitée par les produits de leur propre métabolisme. Par exemple, l'H_2S inhibe leur croissance et leurs taux de reproduction. Une quantité considérable de matiére organique peut donc être conservée dans des conditions de fond anoxiques. Les sédiments évaporitiques qui se sont formés dans une eau peu profonde plus oxygénée peuvent être partiellement appauvris en matiére organique á cause de l'activité de fouisseurs et de bactéries, mais ils ont généralement été formés dans une eau profonde seulement de quelques centimétres et/ou ont été émergés pendant une période avant leur enfouissement.

Les formes de vie qui habitent les eaux évaporitiques marines et non marines (de concentrations comprises entre 35 et 85 ‰ et de pH relativement élevés) comprennent un nombre restreint de groupes génériques incluant quelques formes de mollusques, pélécypodes et gastropodes, des crustacés, des poissons, des foraminifères, des algues vertes, des algues brunes, des cyanobactéries et des bactéries coccoïdes, principalement des formes halophiles. Les coquilles calcaires des mollusques, les crustacés et les foraminifères et les oogones des algues vertes

Source : MNHN, Paris

ainsi que les os de poissons s'accumulent au fond des masses d'eau en même temps que les composés organiques amorphes. Lors de l'enfouissement, le pH descend á 2 ou 3 á cause de la production bactérienne anaérobie d'H_2S et, par la suite, beaucoup de coquilles sont partiellement ou totalement dissoutes ; mais la plus grande partie de la matière organique est conservée. Dans des masses d'eau plus salines (salinité supérieure à 85 ‰), la plupart des formes de vie n'ont pas de parties dures et les tapis organiques, les films ou les résidus qui s'accumulent sont principalement « cryptiques ».

Presque toute la matière organique qui se forme dans une eau évaporitique tombe dans la classification du « kérogéne amorphe » (principalement bactérien et algaire) et produit un kérogéne liptinique de type 2 après maturation (Dow, 1977). De plus, du matériel provenant de plantes non marines, riche en paraffine, issu des régions voisines est fréquemment conservé et incorporé dans certaines intercalations de vases évaporitiques (à la fois calcaires et argileuses), ajoutant un constituant trés distinct et différent au sein de la série évaporitique. Les couches avec la plus forte teneur en matiére organique, avec un COT allant jusqu'á 15 %, correspondent fréquemment aux intercalations de boues évaporitiques qui représentent le dépôt qui se forme durant les périodes d'arrivées importantes d'eaux nouvelles, riches en éléments nutritifs et ces intercalations sont laminées et non bioturbées, attestant de la faible teneur en oxygène des sédiments de fond. Certaines couches ont une origine plus continentale (plantes continentales) tandis que d'autres sont purement sub-aquatiques (algaires et bactériennes).

La maturation et la migration des composés organiques évaporitiques dans les bassins miocénes de Sicile semblent s'être produites en plusieurs stades. La formation précoce d'hydrocarbures commence avec du méthane, des composés aromatiques et des huiles asphaltiques trés lourdes (gravité de 6 á 12) qui sont apparemment le produit de la dégradation bactérienne. Ces matériaux semblent s'être mobilisés dans la zone d'enfouissement de 0,5 á 1,5 km et sont fréquemment trouvés dans des roches-réservoirs situées en amont-pendage et associés aux évaporites de la formation Gessoso Sofifera Formation (cf. WARREN, 1986). Il semble également y avoir une relation entre la migration de ces composés organiques et la compaction précoce, c'est-á-dire la déshydratation des sédiments gypsifères. La question de savoir si la migration est réellement induite par l'expulsion de cette eau ou par les gaz engendrés par les bactéries qui utilisent l'eau, n'est pas résolue ; mais il y a une relation physique claire entre l'huile précoce et la déshydratation des évaporites (comme cela s'observe en mines et en carottes).

Ces huiles précoces sont caractérisées par des compositions inhabituelles qui ne différent pas de celles décrites par RULLKÖTTER *et al.*, 1985. Elles peuvent contenir du cholestane et des terpanes á haut poids moléculaire. Une grande majorité des hydrocarbures montrent une forte proportion d'hydrocarbures aromatiques par rapport aux hydrocarbures saturés. Typiquement, ces hydrocarbures montrent des courbes en chromatographie en phase gazeuse, dans lesquelles les n-alcanes centrés entre nC_{17-19} et nC_{29-31} sont dominants, suggérant un mélange de matiére organique d'origines différentes (terrestre et algaire). La formation tardive d'hydrocarbures, engendrés pendant la phase principale de maturation du pétrole, se déroule d'une manière plus normale et ces huiles sont apparemment tout á fait similaires par leurs caractéres á des huiles d'autres sources marines ou á des mélanges d'origine « marin-marin marginal ». On ne sait pas encore si ces hydrocarbures peuvent être parfaitement différenciés de ceux dont l'origine se trouve dans des sédiments non évaporitiques.

Les roches-méres évaporitiques accumulées dans des bassins de rift peuvent produire de grandes quantités d'hydrocarbures quand, par la suite, se produit une surcharge rapide des marges du rift par les sédiments deltaïques. La migration consécutive des hydrocarbures pourrait être induite par les grandes quantités de méthane produit au cours de la maturation des kérogénes évaporitiques. Une telle évolution rapide des huiles et du gaz dans les évaporites peut aussi servir á déstabiliser mécaniquement la halite et l'anhydrite ; ce qui a pour résultat le développement rapide d'une phase tardive de mise en place de structures diapiriques, qui engendrent les voies de migration des hydrocarbures qui étaient piégés durant les phases plus précoces de la maturation.

Source : MNHN, Paris

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Dow, W. G., 1977. — Kerogen studies and geological interpretations. *Geochem. J.*, **7** : 79-99.

Evans, R. and Kirkland, D. W., in press. — Evaporitic environments as a source for petroleum. *In* : B. C. Schreiber, *Evaporites*, Columbia University Press.

Hammer, U. T., 1981. — Primary production in saline lakes. *Hydrobiol. Bull.*, **81** : 47-57.

Kirkland, D. W. and Evans, R., 1981. — Source-rock potential of evaporitic environment. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **65** : 181-190.

Rullkötter, J., Spiro B. and Nissenbaum, A., 1985. — Biological marker characteristics of oils and asphalts from carbonate source rocks in a rapidly subsiding graben, Dead Sea, Israel. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49** : 1357-1370.

Tissot, B. P. and Welte, D. H., 1978. — Petroleum formation and occurrence. New York, Springer-Verlag : 1-538.

Warren, J. K., 1986. — Shallow-water evaporitic environments and their source-rock potential. *J. Sediment. Petrol.*, **56** : 442-454.

Source : MNHN, Paris

Productivité microbienne, benthique et planctonique, dans les milieux hypersalés actuels : une revue

Annie CORNÉE

Muséum national d'Histoire naturelle
Laboratoire de Géologie, CNRS UA 1209
43, rue Buffon
75005 Paris

RÉSUMÉ

La liaison entre couches riches en matière organique et évaporites a été fréquemment observée dans les dépôts anciens. Pour comprendre cette association, il paraît naturel de s'intéresser à la productivité organique des milieux hypersalés actuels — tels que lacs salés, marais salants, lagunes, sebkhas — qui se sont avérés des systèmes très productifs en matière organique. Les organismes qui occupent ces milieux sont pour l'essentiel des microorganismes : bactéries, cyanobactéries, quelques espèces d'algues unicellulaires. Le présent article constitue une revue — non exhaustive — des populations microbiennes, benthiques et planctoniques, qui prolifèrent dans les différents types de milieux hypersalés, où des conditions difficiles (salinités élevées, forte intensité lumineuse, présence d'H_2S...) éliminent la concurrence exercée normalement par des organismes supérieurs (plantes, brouteurs ou prédateurs). Une estimation quantitative de ces développements est donnée à partir des valeurs citées dans la littérature, en termes de biomasse ou de productivité.

L'évolution du matériel algaire et bactérien est abordée en soulignant en particulier le rôle de l'activité bactérienne dans les premiers stades de la dégradation. Enfin, l'intérêt de tels milieux en tant que modèles pour la compréhension des couches riches en matière organique anciennes est discuté.

CORNÉE, A., 1988. — Productivité microbienne, benthique et planctonique, dans les milieux hypersalés actuels : une revue. *In* : G. BUSSON (ed.), Évaporites et Hydrocarbures. *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, (C), **55** : 19-42. Paris ISBN 2-85653-155-5.

Source : MNHN, Paris

ABSTRACT

Benthonic and planktonic microbial productivity in recent hypersaline environments : a review.

The association between organic-rich layers and some evaporites has often been reported in ancient deposits. In order to understand this association, it seems logical to study primary production of modern hypersaline environments (saline lakes, solar salt works, lagoons, sabkhas). Indeed, though these environments have been long considered as inimical to life, it has been proved that they can produce significant organic matter quantities from microorganisms which can thrive in these settings : bacteria, benthic and planktonic cyanobacteria and a few species of unicellular algae. These populations are characterized by a low specific diversity and a great number of individuals. The great development of microorganisms is enhanced by a high nutrient supply, and the lack of competition with more complex organisms (plants, grazers and burrowing animals etc.) which are excluded by such an hostile environment (high salt concentration, hight light intensity, hight temperature, low O_2 content, H_2S occurrence...).

Examples of different hypersaline environments are quoted in order to illustrate the great organic productivity : some saline lakes in Antarctic, Africa, Australia, the Great Salt Lake in the U.S. and the Dead Sea : solar salt works in North America, Australia and along mediterranean coasts ; some coastal lagoons (Shark Bay and Spencer Gulf in Australia, Laguna Mormona and Laguna Guerrero Negro in California, and sabkhas of Persian Gulf) ; anchialine pools (Gavish sabkha and Solar Lake in the Elat Gulf). The composition and distribution of different microbial assemblages are described both for benthic populations and planktonic ones, according to bottom microtopography, salinity, O_2 content of brines... Different assemblages can be distinguished : a) microbials mats (until 130 or 150 ‰) ; b) populations associated to gypsum crusts ans these of the halitic zone. With regard to benthic formations one of the most noteworthy features consists in a double stratification : a biological one mainly controlled by gradients of light intensity, Eh, pH, O_2 content, resulting in a succession of distinct layers of cyanobacteria and bacteria ; a sedimentary stratification due to the alternation of organic growth phases and detritical imput or chemical precipitation phases.

Quantitative assessments of organic developments are recalled in terms of biomass or of primary production. In the Great Salt Lake, hyperhalophilic bacteria represent a biomass equal to 300 g/m^3, *Dunaliella* corresponding to only 24 g/m^3. In the Solar Lake, in lower water bodies (metalimnion and mainly hypolimnion) productivity can be up to 5, 280 g C/m^2/day ; in shallow flat microbial mats, value equal to 1 g C/m^2/day have been mesured.

The evolution of microbial material is considered in order to determine its significance as potential source of organic-rich layers or for hydrocarbon formation. The organic matter preservation depends of differents parameters : dessication and aerial deflation, very common in the environment, with great water-level variation ; grazing and burrowing by higher organisms, restricted as soon as the brines become hypersaline. Cyanobacterial formations are more or less preserved according to their structure, morphology and species which are involved in mat construction. But high bacterial activity is one of the main factors in organic matter decomposition, especially the activity of sulfate-reducing bacteria which are very effective in organic matter mineralization. Indeed, modern hypersaline environments show favorable conditions to organic matter production and to its preservation and are simultaneously the object of severe decomposition processes. Modern hypersaline environments which are often shallow and limited seem different of ancient ones and therefore, further studies must be undertaken on modern microbial deposits in evaporitic settings and parameters which control their evolution for a tentative transposition to ancient organic-rich layer formation.

INTRODUCTION

Les milieux à très forte salinité ont été longtemps considérés comme des environnements hostiles à la vie. Le nom même de la Mer Morte, un des corps d'eaux les plus salés au monde (environ 340 g/l), atteste cette croyance à un milieu dépourvu de vie jusque vers 1940, époque à laquelle les travaux de VOLCANI ont permis la mise en évidence d'une vie microscopique dans ces eaux. Certes, dans les lacs et les lagunes très salés ou encore dans les marais salants, on observe rapidement, avec la concentration croissante des saumures, une disparition presque complète des macrophytes et de la macrofaune.

Récemment un intérêt accru a été porté à ces milieux quand on a observé qu'ils pouvaient être le siège de développements prodigieux de micro-

Source : MNHN, Paris

organismes : algues unicellulaires, cyanobactéries et bactéries principalement (cf. tabl. 1). Ces croissances étonnantes de microorganismes dans des milieux aussi défavorables sont intéressantes à étudier, d'abord pour les biologistes qui cherchent à connaître les mécanismes physiologiques particuliers mis en jeu par ces organismes pour résister à ces conditions difficiles et pour s'y adapter avec autant de succès. Mais, ces productions considérables de matière organique sont aussi intéressantes pour les géologues, et tout particulièrement pour ceux qui se consacrent à l'étude de la formation de couches riches en matière organique et à celle des hydrocarbures. MEISSNER *et al.* (1984) rappellent les conditions nécessaires au dépôt de ces couches riches en matière organique :

— productivité organique élevée grâce à 1) un ensoleillement important qui favorise la photosynthèse ; 2) des teneurs en éléments nutritifs élevées (O_2, P, K, CO_2, « fertilisants ») et 3) l'absence de composés toxiques exemple (H_2S).

— faible taux de destruction de la matière organique grâce 1) à l'absence d'oxygène et 2) à l'absence de consommateurs biologiques.

— Peu ou pas de dilution de la matière organique par le sédiment [1].

On a proposé différents types de milieux où ces conditions pouvaient être réalisées. Si l'on exclut la matière organique de type humique — qui était également considérée par MEISSNER *et al.*, 1984 —, quatre milieux favorables à la production et à la conservation de la matière organique ont été reconnus par ces auteurs : 1) les zones de transgression de faible énergie sur des sols riches en éléments nutritifs ; 2) des bassins marins ou lacustres fermés par un seuil ; 3) les zones d'upwellings ; 4) l'intersection d'une zone à minimum d'oxygène avec une surface sédimentaire. Les trois premiers sites étaient déjà cités par TISSOT (1979, Fig. 5).

Depuis quelques années, l'intérêt des milieux évaporitiques en tant que producteurs et conservateurs de matière organique s'est considérable-

TABLEAU 1. — Principaux organismes et microorganismes qui colonisent les saumures et les sédiments des milieux hypersalés.

Insectes crustacés	*Ephydra s.p.* *Artemia salina*	Saumures
Algues (Chlorophycées)	*Dunaliella salina* *Dunaliella viridis*	Saumures
Cyonobactéries	Nambreuses espèces filamenteuses et coccoïdes (ex. *Microcaleus*, *Oscillataria*, *Spirulina*, *Aphanathece*)	Saumures et dépôts benthiques
Bactéries hétérotraphes	— oérobies { halophiles ; hyperholophiles (*Halobacterium*, *Halococcus*) — anaérobies — sulfato-réductrices	Saumures et sédiments
Bactéries photosynthétiques sulfo-oxydantes	— *Chromatium*, etc... — *Ectothiorhodaspira holophilo* — *Ectothiorhodaspira halachlaris*	Saumures et sédiments

1. L'énumération de ces conditions appelle quelques remarques. 1) O_2 et CO_2 ne sont pas considérés par les auteurs modernes comme des éléments nutritifs. 2) Au sujet de la toxicité d'H_2S, on verra dans le développement du texte que même dans un milieu contenant de l'H_2S certains types de microorganismes peuvent se développer (ex. bactéries photosynthétiques sulfo-oxydantes, certaines formes de cyanobactéries). 3) L'absence d'oxygène à elle seule n'est pas suffisante pour garantir la conservation de la matière organique. On sait en effet que des bactéries anaérobies et spécialement les sulfato-réductrices et les bactéries méthanogènes peuvent assurer la décomposition complète de la matière organique.

Source : MNHN, Paris

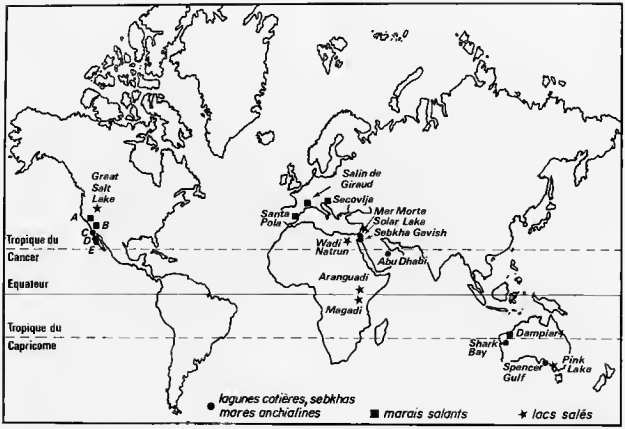


FIG. 1. — Carte de localisation des principaux sites évoqués dans le présent article. A : marais salants d'Alviso ; B : Western Salt ; C : Laguna Mormona (ou Figueroa) ; D : Laguna Guerrero Negro ; E : Laguna Ojo de Liebre (cf. fig. 6).

ment accru à partir des observations faites dans la nature actuelle et de la relation fréquente, constatée dans l'Ancien, entre les évaporites et des dépôts d'hydrocarbures (cf. MOODY *et al.*, 1959 ; MOODY *et al.*, 1970 ; WEEKS, 1961). Ainsi, MALEK-ASLANI (1980) envisage le potentiel en hydrocarbures de roches-mères carbonatées et évaporitiques. KIRKLAND et EVANS (1981) et EVANS et KIRKLAND (sous presse) ont examiné l'intérêt des dépôts organiques en milieu mésohalin (à forts développements planctoniques) en tant que roche-mère potentielle, tandis que BAULD (1981 a) souligne la productivité très forte des formations benthiques à cyanobactéries et bactéries en milieu hypersalé et le potentiel de conservation très élevé que des conditions physico-chimiques telles que forte salinité et caractère réducteur confèrent à ces milieux. De même, EUGSTER (1985), dans un article sur les relations entre *oil shales*, évaporites et dépôts minéraux, rappelle que les milieux évaporitiques favorisent à la fois la production de grandes quantités de matériel organique et sa conservation. BUSSON (1978, 1979, 1988) a examiné les différents sites de dépôt où s'observe l'association entre couches laminées riches en matière organique et évaporites et a cherché à expliquer les mécanismes qui produisent cet « enchaînement de faciès » à partir des données fournies aussi bien par les formations fossiles que par les dépôts actuels.

Le présent article constitue une revue — non exhaustive — de la productivité microbienne benthique et planctonique dans divers milieux hypersalés tels que les lacs salés, les lagunes côtières, les bassins anchialins [2] et des milieux exploités par l'homme — et donc plus contrôlés

2. Les mares anchialines sont des lagunes particulières, de petite taille, dont POR (1985) donne la définition suivante : « Anchialine pools are water bodies of several tens, up to a few hundreds of meters in diameter, situated close to the seashore. Their most important feature is the fact that they have a permanent subterranean connection with the open sea and no permanent, or seasonal subaerial surface contact. — Likewise, they are not connected with any permanent flow of freshwater on their landward side. Finally, these pools have an active and permanent subterranean outflow ».

Source : MNHN, Paris

et plus stables — tels que les marais salants (fig. 1). L'évolution précoce de la matière organique sera envisagée brièvement et on tentera de montrer les caractères qui peuvent faire de ces systèmes des sites favorables au dépôt de couches riches en matière organique et de déterminer ceux qui, au contraire, interdisent d'utiliser ces milieux hypersalés actuels comme modèles pour expliquer le dépôt des couches riches en matière organique dans le passé.

LA PRODUCTIVITÉ DES MILIEUX HYPERSALÉS ACTUELS

Ces milieux peuvent couvrir une gamme de salinité étendue, allant depuis une concentration un peu supérieure à celle de l'eau de mer jusqu'à la saturation en NaCl. On va alors observer une succession des populations de microorganismes dans les différents intervalles de salinité.

Les lacs salés

Par lacs salés, les auteurs entendent généralement des corps d'eaux dont la salinité varie de quelques grammes à la saturation en sel. Ici ne seront traités que les lacs dont la concentration est supérieure à celle de l'eau de mer et tout particulièrement les lacs très concentrés où la productivité est à la fois étonnante et spectaculaire. Ces lacs sont des structures, permanentes ou temporaires, de taille et de profondeur variables. On les observe tant sous des climats froids que sous des climats chauds, en zones arides. Ces lacs salés se distinguent généralement des lagunes côtières ou des marais salants alimentés par de l'eau de mer par un chimisme particulier de leurs saumures et notamment par des rapports ioniques différents de ceux de l'eau de mer. Le tableau 2 permet de comparer la composition de quelques-uns des milieux hypersalés qui seront évoqués dans le présent article.

TABLEAU 2. — Composition des saumures de divers milieux hypersalés : concentrations des principaux ions d'après le tableau 3.2. de LARSEN, 1980 ; (1) POST, 1977 ; (2) NISSENBAUM, 1975 ; (3) IMHOFF *et al.*, 1978 ; (4) NIXON, 1970.

	GREAT SALT LAKE BASSIN NORD (1)	MER MORTE (2)	LACS WADI ZUGM	NATRUNKER GAAR	MARAIS SALANTS PUERTO RICO (4)
Na^+	105.4	39.2	142.0	137.0	65.4
K^+	6.7	7.3	2.3	1.4	5.2
Mg^{++}	11.1	40.7	0	0	20.1
Ca^{++}	0.3	16.9	0	0	0.2
Cl^-	181.0	212.4	154.6	173.7	144.0
Br^-	0.2	5.1	–	–	–
$SO_4^=$	27.0	0.5	22.6	48.0	19.0
$HCO_3^-/CO_3^=$	0.72	0.2	67.2	6.6	–
salinité totale	332.5	322.6	393.9	374.2	353.9
pH	7.7	5.9–6.3	11.0	10.9	–

Les tapis benthiques

Les développements de formations benthiques à cyanobactéries colonisent essentiellement les bordures des lacs, mais des tapis fins peuvent descendre jusqu'à une profondeur de 20 m. C'est le cas pour le lac Bonney (lac stratifié de l'Antarctique) où des tapis étendus de 3 à 5 cm d'épaisseur ont été observés dans les zones marginales et où des films algaires ont été signalés en profondeur (PARKER *et al.*, 1977 *in* BAULD, 1981 b). Les principaux microorganismes

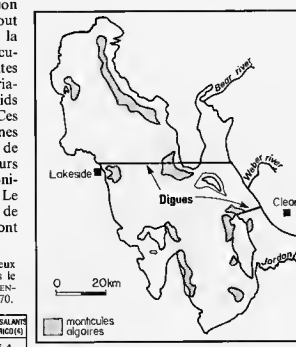


FIG. 2. — Carte montrant l'extension des monticules algaires dans le Great Salt Lake, *in* R. B. HALLEY, 1976, fig. 1.

constituant ces tapis sont *Schizothrix calcicola*, *S. antarctica* et *Phormidium* et diverses diatomées. Divers lacs salés existent en Australie, l'un des continents les plus arides au monde (BAULD, 1981 b) : lac Cowan à l'Ouest avec des tapis de

Source : MNHN, Paris

Microcoleus étendus ; Deep Lake au Sud où les tapis produisent des structures stromatolitiques (tapis à *Microcoleus, Oscillatoria, Phormidium* et *Spirulina*). En Amérique du Nord parmi les nombreux lacs salés, le plus connu est certainement le Great Salt Lake. Ce grand lac (97 000 km²) comprend une partie nord dont la salinité varie entre 250 et 330 ‰ et une partie sud dont la salinité se situe aux alentours de 100 ‰. Des tapis gélatineux, associés à des monticules algaires aragonitiques, couvrent plus de 100 km² de la zone littorale du lac (fig. 2), mais ils peuvent descendre jusqu'à 4 m (HALLEY, 1976). Dans la partie sud, le film comprend surtout des *Aphanothece halophytica* ; dans le bras nord, les films algaires sont constitués essentiellement de la Chlorophycée *Dunaliella salina* (stade palmelloïde).

La productivité planctonique

La productivité primaire des lacs est surtout due aux populations planctoniques qui colonisent les saumures. Aux faibles salinités, tout en restant cependant au-dessus de la concentration de l'eau de mer, les peuplements phytoplanctoniques peuvent contenir des Chlorophycées et des diatomées. Mais les développements importants qui ont été décrits sont principalement des cyanobactéries. Ainsi au Kenya, le lac Nakuru (45 ‰) présente une coloration verte causée par la prolifération de *Spirulina platensis*, alors déterminée sous le nom de *Arthrospira platensis* (HUTCHINSON, 1967 *in* HAMMER, 1986). Soulignons également que cette même algue est responsable de la productivité considérable du lac Aranguadi en Ethiopie qui est l'un des systèmes les plus productifs connus au monde. Dans le lac Nakuru, on a rapporté la présence de quatre autres espèces de cyanobactéries et de sept espèces de diatomées. A des concentrations plus élevées les développements phytoplanctoniques peuvent être tout aussi remarquables. En Égypte, dans les lacs hypersalés et alcalins du Wadi Natrun, IMHOFF *et al.* (1979) ont trouvé différentes espèces de cyanobactéries et de Chlorophycées : développement massif de *Spirulina* dans le lac Gabara (salinité de l'ordre de 92 ‰) ; quelques cellules de *Synechococcus* dans le lac Hamra à près de 240 ‰ ; de nombreuses *Dunaliella salina* dans le lac Gaar à 375 ‰ environ. Ces lacs contiennent également différents types de bactéries photosynthétiques sulfooxydantes, hyperhalophiles pour la plupart, (*Ectothiorhodospira halophila, E. halochloris*) et quelques grandes formes de *Chromatium* (cf. tableau 3). Pour décrire complètement la microflore de ces lacs il faut encore mentionner la présence de bactéries hétérotrophes hyperhalophiles qui donnent une coloration rouge plus ou moins marquée aux saumures (lac Zugm et Rizunia en particulier).

En Australie, le Pink Lake doit son nom à l'abondance des *Dunaliella salina*, ces populations pouvant atteindre au maximum 108.10^6 cellules par litre (HAMMER, 1986).

Aux États-Unis, dans le bras nord du Great Salt Lake (330 g/litre), la production primaire est assurée principalement par des *Dunaliella salina* dont l'abondance peut aller de $0{,}2\text{-}1.10^6$ cellules/l

TABLEAU 3. — Microorganismes de lacs alcalins hypersalés en Égypte (Wadi Natrun). D'après IMHOFF *et al.*, 1979.

Salinité totale (g/l)	GABARA 91,9	MULUK 159,2	HAMARA 237,9	GAAR 374,2	RIZUNIA 388,6	ZUGM 393,9
coloration des saumures	verte	——	non colorée	rougeâtre	rose	rose
Cyanobactéries	Spirulina	Synechococcus Phormidium	qq Synechococcus	Synechococcus Phormidium	rares	rares
Chlorophycées				Dunoliella salina		
B photosynthétiques sulfooxydantes ⓘ	Chromatium	E. halophila E. halochloris	b phototrophes rouges et vertes	Ectothiorhodospira s.p.	rares	rares
Autres bactéries	nombreuses bactéries en spirales et en bâtonnets		Halobactéries	Halobactéries	Halobactéries	Halobactéries

ⓘ *à la limite saumure/sédiment*

Source : MNHN, Paris

à 3.10^6 cellules/l (POST, 1977, 1981). Ces algues représentent alors une biomasse considérable estimée à 180 000 tonnes. Les saumures contiennent aussi de très nombreuses bactéries hétérotrophes hyperhalophiles (*Halobacterium* et *Halococcus*) dont le développement est favorisé par la forte teneur des saumures en matière organique. Les quantités moyennes observées sont de l'ordre de 7.10^7 bactéries/ml, ce qui correspond à une biomasse de 300 g/m^3 à comparer aux 24 g/m^3 que représentent les *Dunaliella salina*. Dans le bras sud, où la salinité est moindre (100 á 120 ‰) les populations de microorganismes sont plus diversifiées. L'espèce dominante chez les Chlorophycées est *Dunaliella viridis* dont le développement peut atteindre 2.10^5 cellules par litre. On y observe également différentes espèces de diatomées (cf. FÉLIX *et al.*, 1977, 1979, 1980 *in* HAMMER, 1986) dont la tolérance de salinité se situe dans un intervalle compris entre 115 et 155 ‰. Dix-sept espèces y ont été observées dont *Amphora coffaeformis, Navicula gracilotdes, N. ponctata, Nitzschia acicularis, Surirella striatula* et *N. lanceolata*. Il faut y ajouter quelques espèces de cyanobactéries (4 espèces observées) et d'autres algues vertes. Les autres organismes présents dans ce lac sont *Artemia salina* et *Ephydra* que l'on rencontre surtout en été.

La Mer Morte dont la concentration totale est de l'ordre de 340 g/l est un exemple différent de corps d'eau hypersalé en raison de sa profondeur et du chimisme particulier de ses saumures : elle se distingue par une forte teneur en Ca^{2+} et en Mg^{2+} par rapport à l'eau de mer, l'anion dominant étant l'ion chlorure. Une autre différence réside dans la faiblesse des concentrations en SO_4 (cf. tableau 2 ci-contre, d'aprés LARSEN, 1980). NISSENBAUM (1975) a présenté une mise au point et une discussion des connaissances sur la microbiologie et la biogéochimie de la Mer Morte. Les principaux organismes rencontrés comprennent *Dunaliella viridis* pour les Chlorophycées avec une abondance voisine de 4.10^4 cellules par millilitre dans la partie superficielle de la masse d'eau et on note une diminution rapide de ces algues avec la profondeur. La biomasse est aussi constituée de bactéries hyperhalophiles nombreuses (7.10^6 bactéries/ml en surface). On y retrouve les genres *Halobacterium* et *Halococcus*, trés ubiquistes, mais la forme *Halobacterium volcanii* semble adaptée plus spécialement á la composition particulière des saumures de la Mer Morte dans la mesure où elle a des exigences en NaCl inférieures à celles d'autres espèces et où elle semble par contre extrêmement tolérante á $MgCl_2$ (LARSEN, 1980).

LES MARAIS SALANTS

Plusieurs études ont été réalisées sur des marais salants répartis dans différentes régions du monde (cf. fig. 1) : les salins d'Alviso, de Chula Vista en Californie, de Guerrero Negro en baie de Californie au Mexique, les salins de Long Island aux Bahamas, divers salins sur les côtes ouest et sud d'Australie (Dampier, Dry Creek, Pt. Alma) ; les marais salants de Secovlje en Yougoslavie ; ceux de Salin-de-Giraud dans le Sud-Est de la France et de Santa Pola (Levant espagnol). Sur ces deux derniers exemples ont été menées des études trés pluridisciplinaires couvrant l'hydrologie, la biologie, la sédimentologie et la géochimie (BUSSON *et al.*, 1982 ; ORTI-CABO *et al.*, 1984), qui ont permis de bien définir le contexte écologique et géologique dans lequel se développaient les formations microbiennes. CLASTÉRE (1984) a étudié la biomasse et la production primaire du marais salant de Salin-de-Giraud.

Dans ces deux marais salants la distribution des différentes formations á cyanobactéries a pu être nettement déterminée et s'avére dans l'ensemble trés similaire dans les deux sites. THOMAS *et al.* (1982) et THOMAS (1984) décrivent deux types principaux de formations bien distinctes : de 70 á 130 g/l les tapis consistants laminés á *Microcoleus chthonoplastes* et les peuplements associés au gypse de 150 á 300 g/l environ. Les tapis laminés á *Microcoleus* dominants sont précédés 1) par des développements abondants de phanérogames (*Ruppia maritima*) et de Chlorophycées planctoniques (*Cladophora*) et 2) par des tapis á *Microcoleus* surmontés de *Lyngbya* á Salin-de-Giraud et des tapis floculeux á *Lyngbya* á Santa Pola.

Les tapis á *Microcoleus* apparaissent d'abord comme des formations discontinues qui constituent des trottoirs algaires en position élevée sur la bordure des bassins (fig. 3), puis ils s'étendent á tout le bassin quand la salinité augmente et dans les zones constamment recouvertes de saumures. A Salin-de-Giraud, la stratification est simple et comporte en général deux termes : a) une lamine algaire constituée pour la plus

Source : MNHN, Paris

FIG. 3. — Développement de tapis à *Microcoleus* en « trottoir », en bordure d'un bassin à salinité moyenne (100 ‰ environ) dans les salins de Bras-del-Port, Santa Pola (Espagne).

grande partie de filaments de *Microcoleus* auxquels peuvent s'ajouter d'autres cyanobactéries filamenteuses ou coccoïdes, mais qui ont toujours une importance mineure et b) une lamine de particules détritiques. A Santa Pola, la lamine organique comporte une couche de cyanobactéries superficielle (*Microcoleus*), surmontant une fine couche de bactéries filamenteuses, rapportées au genre *Chloroflexus* (bactérie photosynthétique verte) (THOMAS, 1984). Dans ce domaine des tapis à *Microcoleus* se développent également des diatomées qui participent à la production primaire (NOËL, 1982, 1984) [3].

Les formations associées au gypse sont constituées d'espèces différentes de celles observées dans les tapis laminés et le début de la précipitation du gypse apparaît comme une limite bien marquée entre les deux zones. Les peuplements du domaine gypseux sont remarquablement homogènes et comprennent trois couches dont la succession verticale est contrôlée par les gradients d'intensité lumineuse, d'oxygène et de potentiel rédox. On observe ainsi, de haut en bas, une couche orangée de cyanobactéries coccoïdes (essentiellement *Aphanothece sp.*) ; une couche verte de cyanobactéries filamenteuses variées (*Spirulina subsalsa*, *Oscillatoria laetevirens* et *Phormidium sp.*, cf. fig. 4) et enfin une couche de bactéries photosynthétiques sulfooxydantes. Cette formation organique tricouche existe dans la zone de transition avant la précipitation du

FIG. 4. — Association de cyanobactéries filamenteuses de la couche verte à la base des croûtes de gypse à Salin-de-Giraud, comprenant *Spirulina subsalsa*, *Oscillatoria laetevirens* et *Phormidium sp.*

3. Dans un marais salant de Guérande (N.O. de la France), RINCÉ et ROBERT (1983) ont mis en évidence la part importante que peuvent représenter les diatomées planctoniques et surtout benthiques dans les peuplements végétaux, dans les premiers bassins de concentration. Elles peuvent, à certaines périodes, y représenter 95 % du peuplement végétal et atteindre une biomasse de l'ordre de 10^9 cellules m^{-2}.

Source : MNHN, Paris

gypse et à la base ou dans l'épaisseur de la croûte de gypse, la couche orangée pouvant recouvrir la croûte de gypse.

Au-delá du seuil de précipitation de la halite, une seule forme de cyanobactéries persiste (*Phormidium*) qui recouvre les cristaux de halite (fig. 5) mais qui n'a probablement qu'une importance quantitative limitée.

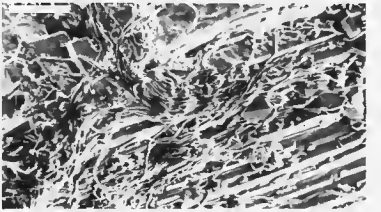


FIG. 5. — Cyanobactéries (*Phormidium*) sur un cristal de halite. Marais salant de Salin-de-Giraud, S.E. de la France. Échelle = 100 µm.

Cette étude détaillée de Salin-de-Giraud et de Santa Pola de THOMAS et GEISLER (1982) et THOMAS (1984) a mis en évidence, pour les cyanobactéries, une prédominance des peuplements benthiques dans ces milieux. De même, CLASTÈRE (1984) a montré que, globalement, le microphytobenthos est le compartiment dominant dans le marais salant de Salin-de-Giraud, relativement au phytoplancton. Jusqu'à des salinités de l'ordre de 200 g/litre les cyanobactéries sont rares dans les saumures qui contiennent surtout des bactéries hétérotrophes variées (10^5 á 10^6 cellules/ml, CORNÉE, 1982, 1983 et 1984). Mais á des salinités élevées, les saumures sont le siège de développements spectaculaires de microorganismes puisqu'ils arrivent á donner au bassin une couleur rouge caractéristique. Cette coloration est due á la prolifération d'une Chlorophycée colorée en rouge par des caroténoïdes, *Dunaliella salina* á laquelle s'ajoutent de très nombreuses bactéries hyperhalophiles rouges, *Halobacterium* et *Halococcus*, bactéries hétérotrophes qui se nourrissent des fragments organiques flottant dans les saumures et des produits de dégradation des algues. Les quantités de bactéries hyperhalophiles atteignent 10^6 ou 10^7 cellules/ml á Salin-de-Giraud (CORNÉE, 1983).

Une succession similaire des populations microbiennes a été observée dans certains des autres marais salants évoqués ci-dessus. Dans les salines de Secovlje, SCHNEIDER *et al.* (1980) mentionnent l'existence de tapis algaires á tous les stades de concentration de l'eau de mer et tout particulièrement l'existence de tapis consistants á *Microcoleus* dans lesquels se développe une microzonation en fonction des gradients de potentiel rédox et des besoins en énergie lumineuse : une couche brunâtre á *Entophysalis* et *Lyngbya*, au-dessous une couche verte á *Microcoleus*, puis une couche de bactéries photosynthétiques pourpres sulfooxydantes á la limite supérieure de la zone réductrice á H_2S. Dans les salines Exportadora de Sal S.a. (E.S.S.A.), Guerrero Negro en baie de Californie (fig. 6), JAVOR (1985) distingue trois zones de salinités auxquelles correspondent des associations spécifiques : dans les premiers bassins, il y a développement d'*Enteromorpha* et de *Ruppia* et d'un film de diatomées á la surface du sédiment ; dans les bassins de salinité moyenne (60 à 130 ‰), se forment des tapis algaires épais constitués par des Oscillatoriacées recouvertes de diatomées, dans les saumures on note la présence d'*Aphanothece halophytica* ; enfin, entre 130 et 200 ‰, croissance d'un film á *Aphanothece* sur les croûtes de gypse. Dans les marais de Dampier en Australie, étudiés par SAMMY (1985), on retrouve ces trois domaines : un premier domaine limité par une valeur de salinité de l'ordre de 60 ‰ dans lequel la diversité est élevée (8 espèces de macro-algues dont *Rhizoclonium*, 23 espèces de diatomées et 21 espèces de cyanobactéries) ; un domaine intermédiaire, á tapis consistants formés ici d'*Aphanothece stagnina* ; puis á partir de 140 ‰, il y a développement de tapis á *A.*

Source : MNHN, Paris

halophytica au fond des bassins et prolifération dans les saumures de *Dunaliella salina* et de bactéries hyperhalophiles.

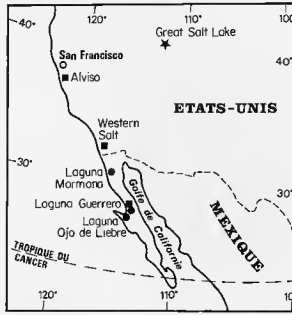


FIG. 6. — Carte de localisation des principaux sites hypersalés (lagunes et marais salants) sur la côte ouest des États-Unis et du Mexique.

Dans d'autres marais salants, c'est le comportement planctonique qui représente un développement plus important, au détriment des formations benthiques de type tapis. JAVOR (1985) a comparé les organismes présents dans le Western Saltern en Californie avec ceux du marais E.S.S.A. (cf. ci-dessus). Si aux salinités faibles les peuplements sont identiques, par contre entre 100 et 200 ‰ dans le Western Saltern les tapis sont peu épais et discontinus et le plancton constitué par *Aphanothece halophytica* et *Dunaliella* montre des concentrations très élevées. Une prolifération du plancton (*Dunaliella, Coccochloris, Halobacterium*) est également décrite par JONES *et al.* (1981) dans des marais salants australiens dans les zones de concentrations intermédiaires et élevées. La différence entre les systèmes à développements benthiques d'une part et les systèmes à développements planctoniques d'autre part s'expliquerait par des teneurs en éléments nutritifs différentes dans les saumures (en particulier les concentrations en phosphate, nitrate et ammonium), teneurs qui seraient plus élevées dans les saumures du second système. Cette abondance favoriserait la croissance des organismes planctoniques, diminuant la pénétration de la lumière, empêchant ainsi le développement des formations benthiques. Par contre, en milieu oligotrophe, les tapis seraient plus « efficaces » pour retenir les éléments nutritifs (JAVOR, 1985).

Ces quelques exemples montrent que les marais salants sont dans la plupart des cas des milieux extrêmement productifs en matière organique, à tous les stades de concentration des saumures, qu'il s'agisse de la productivité benthique ou de la productivité planctonique. Ces développements biologiques sont importants à considérer non seulement du point de vue production de matière organique, mais également dans le fonctionnement même des salins comme l'ont montré les travaux de DAVIS (1974, 1978, 1980) et ceux de JONES *et al.* (1981), SAMMY (1985), JAVOR (1985). Les répercussions de l'activité biologique peuvent avoir un rôle déterminant sur la production même des différents sels.

LES LAGUNES CÔTIÈRES ET LES MARES ANCHIALINES

Les lagunes côtières et les mares anchialines sont des systèmes en relation permanente ou intermittente avec la mer et sont marquées par une grande variabilité de leurs caractéristiques physico-chimiques : concentration des saumures, épaisseur de la tranche d'eau en particulier. Les lagunes côtières peuvent constituer des écosystèmes aussi bien saumâtres que marins qui sont, les uns et les autres, considérés comme de systèmes très productifs. L'intérêt des lagunes côtières saumâtres du point de vue de la productivité organique est incontestable, notamment sur le plan économique, ainsi que le démontrent les travaux présentés lors de divers symposia consacrés à ces milieux et à leur mise en valeur (cf. par exemple LASSERRE et POSTMA, 1982). Mais, dans le présent article, seuls quelques exemples de systèmes hypersalés seront présentés.

Différentes lagunes hypersalées ont été étudiées de façon approfondie dans le monde entier tant du point de vue biologique que du point de vue géologique. Elles présentent entre elles beaucoup de ressemblances ; on va y observer un certain nombre d'organismes communs ou, au moins, une croissance des mêmes groupes d'orga-

Source : MNHN, Paris

nismes. Là encore, dans ces milieux extrêmement variables, ce sont les microorganismes qui vont constituer la plus grande partie du benthos et du plancton : cyanobactéries, bactéries, chlorophycées unicellulaires pour ce qui est de la microflore, avec des développements souvent remarquables.

Le premier exemple cité sera celui de deux lagunes d'Australie : Shark Bay (Hamelin Pool) à l'Ouest et Spencer Gulf au Sud, lagunes qui se trouvent dans une zone de concentration modérée (en moyenne 55 à 70 ‰ pour la première ; 36 à 48 ‰ pour la seconde). Ces lagunes ont fait l'objet de nombreuses études en raison de leur richesse en tapis algaires à cyanobactéries et des opportunités qu'elles présentent pour l'interprétation des formations stromatolitiques actuelles et anciennes (HOFFMAN, 1976 ; BAULD *et al.*, 1980 ; BAULD, 1981 a, 1984). Les tapis colonisent principalement les zones intertidales et sont généralement dominés par une ou deux espèces de cyanobactéries qui forment des tapis lisses (à *Microcoleus* dominants auxquels s'ajoutent des *Schizothrix sp.* et des *Phormidium*) ou des tapis en touffes (« *tufted mats* » à *Lyngbya aestuarii* et secondairement à *Microcoleus chthonoplastes*). BAULD (1984) décrit la présence d'une couche de bactéries photosynthétiques pourpres sous ces tapis pendant les périodes d'immersion longues. A Shark Bay, un troisième type de tapis a été observé dans la zone intertidale moyenne et supérieure : tapis à pustules constitués de cyanobactéries coccoïdes coloniales, *Entophysalis major*. Les tapis peuvent persister dans la zone subtidale, mais il y a alors diminution des cyanobactéries filamenteuses au profit des cyanobactéries coloniales unicellulaires et des diatomées qui constituent des tapis de consistance gélatineuse.

Sur ces tapis des mesures de biomasse et de productivité ont été effectuées (BAULD, 1984). La productivité primaire, comprise en général entre 100 et 300 mg C/m²/h, est comparable dans les deux lagunes (Shark Bay et Spencer Gulf) et montre des variations en fonction des saisons et en fonction de la concentration des saumures. L'auteur indique que ces productivités obtenues en milieux variables sont en général inférieures à celles mesurées en milieux submergés en permanence.

En baie de Californie, d'autres lagunes sont bien connues également pour les développements importants des tapis algaires (fig. 6). Les tapis de la Laguna Mormona ont été étudiés par HORODYSKI *et al.* (1975, 1977). Des travaux plus récents, mettant en œuvre de nouvelles méthodes d'étude, en particulier des études morphologiques et ultrastructurales au microscope électronique à transmission (STOLZ, 1983, 1984, 1985), ont permis de préciser la composition de ces formations microbiennes. On y retrouve les trois types de tapis décrits en Australie : le tapis mamelonné à *Entophysalis* ; les tapis en touffes à *Lyngbya aestuarii* et le tapis plat à *Microcoleus*. Bien entendu, ces différents tapis ne sont pas composés uniquement des espèces citées et comprennent d'autres espèces associées (cyanobactéries, bactéries et parfois diatomées, cf. tableau 1 *in* HORODYSKY *et al.*, 1977). Les tapis à *Microcoleus* sont dominants dans cette lagune et présentent une succession comportant 1) une couche superficielle algaire de 0,5 à 1 mm à *Microcoleus* dominant auquel s'ajoutent des quantités secondaires de *Lyngbya* et d'*Entophysalis* ; dessous, une couche de bactéries photosynthétiques vertes (*Chloroflexus*) et pourpres (*Chromatium, Thiocapsa pfennigii, Ectothiorhodospira*) ; ces deux lamines recouvrent une zone de dégradation pouvant avoir jusqu'à 30 cm d'épaisseur. Cette zone, dans laquelle la lamination s'atténue, passe à une vase noire riche en sulfures où les bactéries chimioautotrophes et hétérotrophes qui assurent la dégradation du matériel organique sont abondantes.

Toujours dans la baie de Californie, dans la Laguna Guerrero Negro et dans la lagune Ojo de Liebre, on pourrait encore citer des formations laminées presque identiques dans leur composition, leur distribution et leur morphologie (cf. JAVOR *et al.*, 1981 et 1984). Dans ces différents sites de la baie de Californie des estimations de la croissance des tapis ont été faites qui montrent une croissance irrégulière des lamines : il peut y avoir formation d'une ou plusieurs lamines par année. HORODYSKY *et al.* (1977) indiquent le développement d'un dépôt laminé annuel de 1 á 3 mm.

Les sebkhas de la Trucial Coast dans le Golfe Persique représentent des sites bien connus — je dirai même classiques — pour leur développement de tapis algaires (fig. 7). Ceux-ci colonisent les substrats relativement stables dans la zone intertidale, dans des zones de faible énergie et protégées et l'extension de la ceinture algaire peut avoir 1 à 2 km de large. La salinité moyenne dans ces milieux est de l'ordre de 42 à 70 ‰, mais

Source : MNHN, Paris

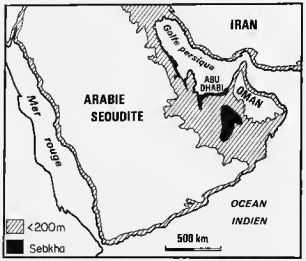


FIG. 7. — Carte de répartition des sebkhas côtières et continentales de la péninsule d'Arabie Séoudite, en particulier les sebkhas d'Abu Dhabi. D'après KINSMAN et PARK, 1976, fig. 1.

la saturation en NaCl peut être atteinte localement et temporairement. KINSMAN et PARK (1976) décrivent deux types principaux de tapis : les tapis lisses à *Microcoleus* dominants qui représentent 30 à 60 % des formations algaires en tapis. Une coupe dans ces dépôts montre une alternance de lamines algaires et de lamines sédimentaires, ces dernières pouvant avoir 1 cm d'épaisseur. GOLUBIC (1973) y observe également une stratification biologique — identique à celle décrite ci-dessus — comportant des couches bien différenciées d'environ 1 mm d'épaisseur : une couche brune en surface (à *Lyngbya aestuarii*), une couche verte (*Microcoleus chthonoplastes*), une couche saumon à bactéries filamenteuses et une couche rose anaérobie à bactéries photosynthétiques pourpres (*Chromatium*). Les tapis à pinnacles (équivalents des *tufted mats* de Shark Bay) représentent le deuxième type de tapis bien développés et couvrent 30 à 40 % des zones occupées par les formations algaires. L'algue dominante est *Lyngbya aestuarii*. Ces tapis colonisent les zones plus élevées et bien drainées. KINSMAN et PARK (*ibidem*) citent encore des tapis à pustules et des tapis plissés.

Cette évocation des principales lagunes présentant des formations à cyanobactéries en tapis de différentes morphologies et de différentes compositions montre une certaine homogénéité des développements cyanobactériens qui peuplent ce type de milieux, ainsi qu'une relative simplicité des formations à l'échelle de la lagune. Les mares anchialines qui ont pu être étudiées, principalement dans le Golfe Persique (fig. 8), sont des structures similaires, mais de taille plus petite et les observations de détail qui y ont été faites révèlent une plus grande variété des faciès biologiques, tant latéralement que verticalement. Ainsi, par exemple, la Sebkha Gavish qui a fait l'objet d'une étude approfondie (FRIEDMAN et KRUMBEIN, 1985) est une dépression d'environ 500 m de diamètre située dans le golfe d'Elat. GERDES *et al.* (1985) y ont distingué 10 zones différentes par les associations microbiennes (cyanobactéries et bactéries) qu'elles comportent et par les dépôts minéraux qui s'y forment (Fig. 11.3, page 243). La figure 9 illustre la complexité des successions microbiennes de la zone 10 où la formation laminée peut atteindre une épaisseur de 60 cm (représentant à la fois les couches vivantes et les couches anciennes sousjacentes). Cette succession comprend des couches de cyanobactéries bien individualisées, dominées soit par des formes coccoïdes (exemple couche orangée à *Synechococcus*), soit par des formes filamenteuses (dont le genre *Microcoleus*) et diverses couches de bactéries photosynthétiques (niveau à *Thiocapsa*, couche à *Chromatium*, présence de *Chloroflexus*

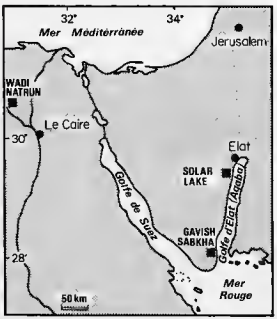


FIG. 8. — Carte de localisation de Solar Lake et de la Sebkha Gavish dans le Golfe d'Elat, Sinaï (d'après GERDES *et al.*, 1985) et des lacs du Wadi Natrun en Égypte.

Source : MNHN, Paris

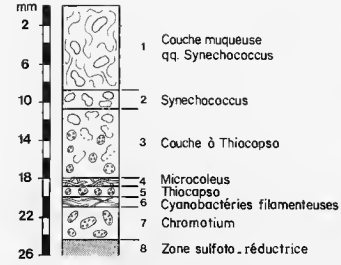


FIG. 9. — Coupe schématique d'un tapis algaire laminé, recouvert en permanence de saumure, dans la sebkha Gavish. D'après GERDES *et al.*, 1985. (Zone 9, salinité variant entre 120 ‰ et 300 ‰). Cette coupe montre une zonation complexe de niveaux à cyanobactéries et à bactéries photosynthétiques sulfo-oxydantes. La répartition de ces différents groupes de microorganismes reflète les variations verticales du potentiel redox et de l'oxygénation du dépôt.

et de *Beggiatoa*). Cette zonation : couche orangée dans laquelle il y a une forte production de caroténoïdes qui protégent les algues des radiations solaires, couche verte, puis couche rose de bactéries photosynthétiques rappelle tout à fait la succession décrite dans les zones gypseuses des marais salants (cf. ci-dessus). On retrouve le déterminisme dû au gradient d'intensité lumineuse, d'oxygène, de potentiel d'oxydo-réduction. POTTS (1980) a décrit une structure similaire dans des communautés cyanobactériennes présentes dans d'autres mares anchialines du golfe d'Aqaba (Fig. 21, 23, page 67) : *Lyngbya aestuarii* et diatomées dans la couche superficielle ; cyanobactéries coccoïdes (*Aphanothece* et *Synechococcus*) ; couche verte à *Microcoleus* ; enfin, couche plus profonde à bactéries photosynthétiques anoxygéniques (*Chromatium, Thiocystis*, etc...).

Solar Lake est une autre de ces mares anchialines qu'il est intéressant d'examiner plus en détail, tant en ce qui concerne la productivité benthique que la productivité planctonique. La particularité de ce petit lac (140 × 50 m), peu profond (4 à 6 m) et hypersalé est qu'il contient des eaux stratifiées pendant en moyenne 9 mois de l'année (septembre à mai) avec un profil de température inversé (16 à 20°C en surface, 45°C environ au fond du lac). Le corps d'eau inférieur, plus salé, est anoxique et peut contenir jusqu'à 39 ppm d'H_2S.

La productivité dans les saumures (COHEN *et al.*, 1977 a et b)

Pendant la période d' « holomixis » les microorganismes sont en quantités relativement faibles et ont une distribution quasiment homogène dans toute la tranche d'eau. La microflore comprend des bactéries hétérotrophes aérobies qui montrent une légère augmentation vers le fond, avec un maximum de $6,7.10^5$ bactéries/ml. On y observe également des cyanobactéries (de l'ordre de 2.10^3 cellules/ml) : *A. halophytica* (dominantes), *Aphanocapsa littoralis, Oscillatoria salina, Microcoleus sp.* et *Spirulina* ; des diatomées (2.10^4 cellules/ml) : *Amphora coffeaeformis, Nitzschia thermalis* et *Navicula*. La productivité primaire est faible avec un maximum de 136 mg C/m^2/jour. Pendant la période de stratification, trois zones distinctes s'individualisent, qui vont avoir un contenu biologique bien différencié. a) L'épilimnion (entre 0 et 1 m) contient des populations peu nombreuses semblables à celles que l'on observe dans les saumures pendant la période de mélange. b) Le métalimnion se situe entre 1 et 2,50 m. On y observe des bactéries hétérotrophes aérobies (de l'ordre de $9,5.10^6$ cellules/ml), quelques cyanobactéries filamenteuses et surtout un développement important des bactéries photosynthétiques pourpres (*Chromatium violescens*) : 10^6 cellules/ml. c) L'hypolimnion se caractérise par une croissance de bactéries photosynthétiques sulfureuses vertes, *Prosthecochloris* (2.10^6 bactéries/ml). La répartition verticale de chacune de ces deux couches de bactéries photosynthétiques (rose et verte) est à mettre en relation avec la concentration en H_2S. Dans la partie inférieure de ce corps d'eau apparaissent les cyanobactéries filamenteuses, *Oscillatoria limnetica*, qui vont former les tapis floculeux qui recouvrent le fond du lac (cf. infra). Les estimations de la productivité primaire annuelle dans ces couches montrent que cette production est essentiellement localisée dans les deux corps d'eaux inférieurs (épilimnion : 18,24 g C/

Source : MNHN, Paris

m^2 ; métalimnion : 222,43 g C/m^2 et hypolimnion : 923 g C/m^3).

Les tapis benthiques á cyanobactéries

KRUMBEIN *et al.* (1977) distinguent quatre types de tapis qui se développent dans différentes zones du lac, en fonction de la salinité, de la teneur en oxygéne ou encore de l'épaisseur de la tranche d'eau (Fig. 14, page 649).

a) Les tapis plats se développent sur la bordure du lac entre 0 et 1,25 m de profondeur. Il s'agit d'un tapis caoutchouteux, laminé qui peut présenter des accumulations ayant jusqu'á 1,20 m d'épaisseur. La composition de la couche superficielle varie suivant les saisons. En hiver, on y observe une couche verte constituée surtout de cyanobactéries filamenteuses (*Microcoleus sp.* dominants ; *O. limnetica* et *O. salina, Spirulina labyrinthiformis*). En été, la couche superficielle est brun-rouge et contient des cyanobactéries coccoïdes (*Aphanothece halophytica* et *Aphanocapsa littoralis*) et des diatomées (*Nitzschia thermalis, Amphora coffeaeformis* et *Navicula*). La couleur brune est due á la production de caroténoïdes qui vont protéger les microorganismes de la photo-oxydation. La productivité mesurée dans la couche superficielle de ces tapis est exceptionnellement élevée : 12 g C/m^2/jour.

b) Les tapis á pinnacles (entre 1 et 2,50 m) ont une composition proche de celle de la couche brun-rouge qui se développe, en été, dans la zone des tapis plats. Bien que la croissance de ces tapis soit très forte (15 à 20 cm par 100 ans), leur taux net d'accrétion est faible car l'absence de conditions réductrices á ce niveau provoque une dégradation rapide de la matiére organique.

c) Les films microbiens (de 1,5 à 4 m) se développent dans la zone de précipitation du gypse et représentent une production faible. Lá encore, on observe une variation saisonniére : films á cyanobactéries filamenteuses unicellulaires en été et films á bactéries photosynthétiques (*Chromatium violescens*) en hiver.

d) Les tapis floculeux à *O. limnetica* et *O. salina* tapissent le fond du lac et occupent les premiers centimètres des saumures qui peuvent contenir jusqu'à 39 ppm d'H_2S. La présence de ces algues á ce niveau implique qu'elles puissent réaliser une photosynthése anoxygénique de type bactérien en utilisant H_2S comme donneur d'électrons. Il faut aussi souligner une autre particularité chez ces cyanobactéries, c'est leur capacité á croître dans un milieu recevant trés peu de lumiére. La productivité primaire est trés élevée dans cette zone et atteint, en hiver 4,9 g C/m^2/jour. A titre de comparaison, rappelons que la productivité n'est que de 100 mg C/m^2/jour dans la tranche d'eau pendant la période de mélange.

Les exemples qui ont été évoqués dans les paragraphes précédents attestent l'importance des développements organiques qui existent dans les milieux hypersalés. On peut l'illustrer en rappelant quelques chiffres. En ce qui concerne la productivité planctonique, on a rapporté des valeurs de l'ordre de 5 280 mg C/m^2/jour á Solar Lake dans le méta- et l'hypolimnion (COHEN *et al.*, 1977), 6 147 mg C/m^2/jour dans le Great Salt Lake (*in* WARREN, 1986), 19 000 mg C/m^2/jour dans le lac Aranguadi en Ethiopie (HAMMER, 1981). CARPELAN (1957) écrit qu'entre 45 et 94 ‰ la productivité est de 20 á 30 fois supérieure à celle de l'eau de mer. Une productivité primaire de 12 000 mg C/m^2/jour a été mesurée dans la couche superficielle des tapis plats de Solar Lake. Il est intéressant de comparer toutes ces valeurs á la productivité primaire moyenne de l'océan qui ne dépasse pas 200 mg C/m^2/jour ou même á la productivité d'une zone d'upwelling — pourtant considérée comme trés fertile — qui n'est que de l'ordre de 2 000 mg C/m^2/jour. On pourrait aussi comparer ces chiffres á ceux donnés par PLANTE-CUNY (1984) pour la production primaire du microphytobenthos de substrats meubles marins. Cet auteur montre que les valeurs obtenues en régions tropicales sont assez nettement plus élevées que celles des régions tempérées et nordiques, mais elles ne dépassent pas 2,15 g C/m^2/jour.

Devant ces chiffres, on est amené á se poser la question du devenir de ces grandes quantités de matiére organique et de l'intérêt de ces milieux hypersalés en tant que milieux potentiels de formation d'hydrocarbures. Pour répondre à cette question complexe il est nécessaire d'envisager différents aspects : a) que sait-on de l'évolution précoce de ce matériel organique, principalement algaire et bactérien ; b) quelles sont les conditions présentes dans les milieux hypersalés qui sont favorables ou au contraire défavorables á la conservation de la matiére organique et c)

Source : MNHN, Paris

que peut-on attendre de la comparaison entre les milieux actuels et les dépôts homologues fossiles, en particulier à partir des données de la géochimie organique ?

DESTRUCTION ET CONSERVATION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE

HORODYSKI *et al.* (1977) ont décrit l'évolution en profondeur des tapis laminés à *Microcoleus*. Ils notent une réduction du diamètre des trichomes algaires (*Microcoleus* ou *Lyngbya*), une disparition des contenus cellulaires dès le premier centimètre du dépôt. Les gaines qui entourent les filaments algaires apparaissent plus résistantes et souvent, en profondeur, elles sont les seuls éléments à subsister, en particulier les gaines de *Lyngbya aestuarii*. BAULD (1981 a) et AIZENSHTAT *et al.* (1984) ont également souligné le caractère résistant de certaines structures algaires : gaines de cyanobactéries filamenteuses, enveloppes des formes coccoïdes, toutes deux de nature polysaccharidique.

Dans les marais salants de Salin-de-Giraud, une évolution similaire a été observée dans les tapis à *Microcoleus*, évolution qui a pu être suivie à l'aide du microscope électronique à balayage (fig. 10, 11 et 12). Cette dégradation du matériel algaire s'accompagne d'abord d'une forte réduction de l'épaisseur des lamines algaires puis, rapidement, d'une disparition de la structure laminée.

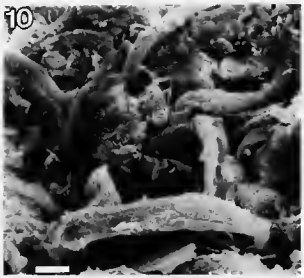
Du point de vue géochimique, l'évolution des formations algaires se marque par une diminution de leur teneur en eau et de leur teneur en carbone organique. Dans les niveaux supérieurs des tapis algaires, les teneurs en COT sont généralement assez élevées : 12 à 15 % à Salin-de-Giraud (CLASTÈRE, 1984) ; 8 à 15 % à Solar Lake ; 29,6 % dans la laguna Guerrero Negro [4] ; 5,4 % dans la laguna Mormona ; alors que les sédiments océaniques ont un contenu organique moyen compris entre 0,1 et 0,6 % (cf. BAULD, 1981 a). A Solar Lake, par exemple, les concentrations en carbone organique passent de 15 % à moins de 4 % dès 10 cm de profondeur (KRUMBEIN *et al.*, 1977). Cet abaissement de la teneur en carbone organique s'accompagne d'une diminution de la teneur en azote et des quantités de chlorophylle (— 22 % dans les 5 premiers millimètres) et des protéines (en moyenne — 49 %).

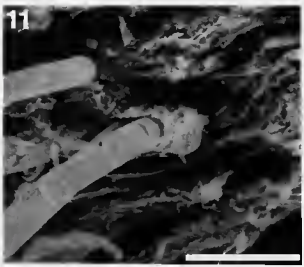
La dégradation rapide des structures algaires est due à l'action de différents paramètres. Il faut mettre en cause en particulier la dessication et l'érosion aérienne, fréquentes dans ces milieux soumis à une extrême variabilité du niveau de l'eau et de sa concentration. D'autre part, il faut tenir compte des phénomènes biologiques tels que le broutage par des organismes supérieurs ou l'action des organismes fouisseurs. En milieu hypersalé, leur développement est limité car peu d'espèces sont capables de tolérer les conditions de fortes salinités, de faibles teneurs en oxygène et souvent même la présence d'H_2S. Mais leur rôle n'est pas négligeable dans les zones de salinités plus faibles. Ainsi à Santa Pola, pour expliquer l'extension moindre des tapis algaires dans certains bassins du salin de Bras-del-Port, une des hypothèses avancées est la présence de larves de Chironomides qui perforent les tapis et semblent à l'origine d'une altération en plaques qui s'étend peu à peu (THOMAS, 1984, pl. 1 fig. 1 b). En outre, la présence de tels organismes accélère la décomposition microbienne en favorisant l'oxygénation des dépôts et la circulation des éléments nutritifs nécessaires au développement des populations bactériennes.

La conservation des formations cyanobactériennes dépend aussi de la morphologie et de la composition des tapis. Ainsi les formations laminées à *Microcoleus* sont généralement considérées comme des structures plus résistantes à l'altération (BAULD, 1981 a ; KINSMAN et PARK, 1976 ; JAVOR *et al.*, 1981). D'une part, elles sont efficaces pour retenir les particules sédimentaires, ce qui assure une bonne cohésion aux tapis. Elles forment alors des couches étanches qui limitent les échanges entre les sédiments et la saumure, permettant ainsi le maintien de conditions réductrices qui se développent dans ces tapis. Par

4. JAVOR *et al.* (1980) donnent une valeur de 41 à 47 %.

Source : MNHN, Paris





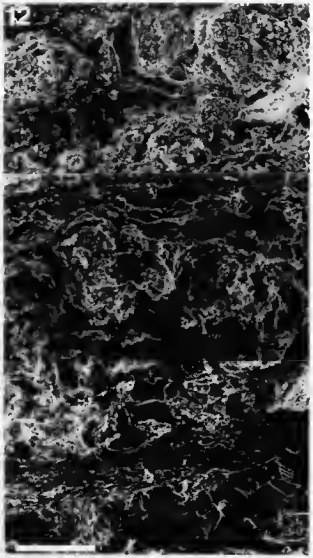


FIG. 10. — Filaments de *Microcoleus* intacts dans la lamine algaire superficielle d'un tapis consistant et épais. Marais salants de Salin-de-Giraud (S.E. de la France). Vue au microscope électronique à balayage (MEB). Échelle = 10 µm.

FIG. 11. — Observation au MEB d'une lamine algaire à quelques millimètres seulement de la surface montrant la compaction et la dégradation des gaines de *Microcoleus* qui entourent les filaments élémentaires. Certaines de ces gaines ont déjà perdu leur contenu en filaments. Échelle = 10 µm.

FIG. 12. — Coupe d'un tapis algaire mort qui est constitué d'une alternance de couches détritiques et de niveaux algaires très compactés où la matière organique est réduite à des lambeaux de tissus algaires. Échelle = 100 µm.

Source : MNHN, Paris

contre, les formations en tapis floculeux telles que celles qui sont observées par exemple dans la zone profonde de Solar Lake et qui ont pourtant une productivité très élevée, sont très vite détruites. Elles se détachent du fond et viennent flotter vers la surface où elles sont rapidement décomposées. A ces processus superficiels s'ajoute également une très efficace dégradation bactérienne des tapis en place à l'interface eau-sédiment (KRUMBEIN *et al.*, 1977). De même à Santa Pola, les couches orangées mucilagineuses à *Aphanothece* se détachent facilement de leur support (vase ou croûte de gypse) et s'accumulent en bordure des bassins où elles sont particulièrement exposées á la dégradation.

Mais, dans la décomposition de la matière organique, l'activité de diverses populations bactériennes est certainement un facteur déterminant et prépondérant. En général, ces formations à cyanobactéries se sont en effet révélées extrêmement riches en bactéries. Les auteurs se sont spécialement intéressés au cycle du soufre dans ces milieux car c'est celui qui apparaît le plus actif á la lumière des observations de terrain. On a ainsi fait d'abord des estimations de l'abondance des bactéries hétérotrophes aérobies et anaérobies qui assurent les premières étapes de dégradation de la matière organique pour la rendre assimilable par les bactéries sulfato-réductrices. Les quantités de bactéries hétérotrophes aérobies dénombrées dans les tapis algaires de Salin-de-Giraud ou de Santa Pola (CORNÉE, 1982, 1983 et 1984) ou de Solar Lake (KRUMBEIN *et al.*, 1977) sont extrêmement élevées : de l'ordre de 10^9 cellules/mg de sédiment humide, en particulier dans les couches superficielles. Par comparaison, les quantités de bactéries anaérobies apparaissent relativement faibles (10^4 bactéries/mg). La sulfato-réduction est reconnue comme un des processus anaérobies les plus actifs dans la minéralisation de la matière organique et les formations à cyanobactéries des milieux hypersalés peuvent être considérées comme un environnement particulièrement favorable au développement d'un tel processus 1) par l'abondance de la matière organique ; 2) par la richesse en sulfate ; 3) par l'installation rapide d'un milieu anaérobie, dû à l'appauvrissement en oxygène qui est consommé par les bactéries hétérotrophes aérobies [5]. Les quantités de bactéries sulfato-réductrices observées dans les tapis algaires de marais salants (CORNÉE, 1982, 1983) et dans ceux de Solar Lake (KRUMBEIN *et al.*, 1977) sont relativement comparables : 10^6 á 10^8 bactéries par mg en moyenne dans les marais salants, 10^4 á Solar Lake.

En Australie (en particulier dans les lagunes de Spencer Gulf), SKYRING (1984) a mis en évidence des taux de sulfato-réduction extrêmement élevés et il estime qu'un très fort pourcentage de la matière organique, sinon toute la matière organique produite par les cyanobactéries est minéralisé en CO_2 par les bactéries sulfato-réductrices.

Ainsi il apparaît que dans la plupart des formations de type tapis microbiens, développées principalement dans la zone intertidale, il y a très peu de matériel conservé en profondeur. Dans les sebkhas du Golfe Persique, KINSMAN et PARK (1976) indiquent qu'on y observe que très peu de matériel organique conservé et reconnaissable au-delà de 100 ans. A Solar Lake, le tapis plat á *Microcoleus* laminé peut s'accumuler sur une épaisseur pouvant aller jusqu'á 1,20 m ; ce qui correspond environ á une période de 2 500 ans et ce site représente probablement un des rares exemples de conservation sur une longue période. Pourtant, KRUMBEIN *et al.* (1977) ont montré que plus de 99 % de la matière organique produite sont reminéralisés presque immédiatement.

Dans le paragraphe précédent, on a également donné des exemples de très forte productivité planctonique, en particulier dans les lacs salés. Le matériel organique subit une évolution similaire à celle observée dans les formations benthiques. Ainsi, dans le Great Salt Lake, les *Dunaliella* produites en très grande quantité sont en partie consommées par les *Artemia salina*. Le matériel organique qui échappe à ce broutage est ensuite transformé dans le sédiment par les bactéries et il y a seulement 5 % environ de la

5. En fait la sulfato-réduction peut se faire dés les niveaux superficiels. En effet, dans les tapis microbiens la limite entre zone oxygénée et zone anoxique n'est pas une limite tranchée : non seulement on observe un déplacement de cette limite dans le temps et les différences de position sont en particulier trés nettes entre le jour et la nuit, en fonction de l'activité photosynthétique des cyanobactéries. Mais on a également mis en évidence, à l'aide de microanalyses (JORGENSEN *et al.*, 1983) une juxtaposition de microzones présentant des valeurs très différentes quant á leur teneur en oxygène, ainsi qu'en H_2S.

Source : MNHN, Paris

matière organique produite qui sont conservés dans le sédiment superficiel (EUGSTER, 1985).

A partir de ces observations et résultats, que peut-on conclure sur l'intérêt que peuvent présenter les milieux hypersalés quant à leur capacité à engendrer des couches riches en matière organique ? Rappelons que la productivité primaire, assurée essentiellement par des cyanobactéries et des bactéries et quelques autres espèces d'algues, y est extrêmement élevée et il peut alors suffire qu'une faible proportion de ce matériel organique soit conservée pour que le dépôt formé soit riche en matière organique. Il faut aussi souligner que certaines conditions, présentes dans ces milieux, vont être favorables à la préservation de la matière organique. On a déjà mentionné l'élimination de la plupart des organismes prédateurs (brouteurs et fouisseurs) dans ces milieux très concentrés. D'autre part, l'intense activité bactérienne dans les premiers millimétres des formations algaires provoque une diminution de la teneur en oxygéne et l'installation d'un milieu réducteur trés prés de l'interface eau-sédiment. De telles conditions peuvent inhiber l'activité de certains autres groupes bactériens et provoquer l'arrêt de la chaîne de décomposition. On sait aussi que les milieux hypersalés (saumures libres et eaux interstitielles) sont caractérisés par des concentrations en oxygéne faibles, ce qui a pour conséquence de ralentir les processus métaboliques et donc également les processus de décomposition. Ainsi, des conditions hypersalées, associées à des conditions réductrices, constitueraient une situation propice à la conservation d'une certaine proportion de matière organique. Cette hypothèse trouve un début de confirmation dans les observations de NISSENBAUM *et al.* (1972) sur la Mer Morte. Certes, la teneur en COT n'est pas trés élevée dans les sédiments (de 0,2 à 4 %) mais les analyses géochimiques ont montré une différence nette dans le potentiel de conservation de la matière organique entre les sédiments peu profonds oxydés et les sédiments profonds réducteurs, différence qui se marque en particulier par la présence de chlorophylle a intacte dans les sédiments profonds.

Ces milieux présentent donc á la fois des conditions favorables á la production et à la conservation d'un certain type de matière organique qui est de nature à engendrer des hydrocarbures (puisque ces microorganismes phytobenthiques et phytoplanctoniques vont donner, après enfouissement, des kérogènes de types I et II) et en même temps ils sont le siége de processus de dégradation trés intenses. Ces observations sur les milieux hypersalés actuels peu profonds conduisent donc á deux hypothéses sur l'intérêt de ce type d'environnement comme site possible pour la formation de couches á matière organique : celle défendue notamment par MALEK-ASLANI (1980), BAULD (1981 a), FRIEDMAN (1982), EUGSTER (1985) selon lesquels des milieux similaires ont été, dans le passé, á l'origine de gisements d'hydrocarbures et d'*oil shales*. Par contre, BUSSON (1982, 1988) et WARREN (1986) ont une opinion plus réservée sur la conservation éventuelle de la matière organique engendrée en milieu trés peu profond. Ces auteurs pensent que ces sites sont trop instables et trop susceptibles d'être exposés aux dilutions, à la déflation aérienne ou á des conditions oxydantes (et donc destructrices) pour que la matière organique y soit préservée. Cependant, WARREN (*ibidem*) fait observer qu'il a pu exister à certaines époques géologiques des sites évaporitiques — même très peu profonds — plus favorables à la préservation de la matiére organique qui s'y formait : " *There are probably two major shallow-water evaporitic settings where organic matter can accumulate and be preserved until catagenesis, either rapidly subsiding into lacustrine seetings, rift-valleys, and foreland basins, or into deep-basin, shallow-water, marine evaporite settings* ". Il y a alors un enfouissement et un recouvrement des couches à matière organique qui les protégent des actions oxydantes.

Pour tenter d'estimer le potentiel de conservation de la matière organique engendrée dans ces milieux, l'idéal serait de pouvoir suivre — du point de vue géochimique — l'évolution de ces formations bactériennes et cyanobactériennes sur un intervalle de temps suffisamment long. Mais parmi les formations les plus épaisses dont nous disposons il y a celles des sebkhas de la Trucial Coast (1 m environ, ce qui représente un intervalle de temps de l'ordre de 4 500 ans d'aprés Park 1976) ou celles de Solar Lake (1,20 m, soit 2 500 ans). Elles n'offrent donc qu'un recul limité, insuffisant pour faire des transpositions au passé. Toutefois ces milieux actuels sont précieux dans la mesure où ils permettent de définir chez les cyanobactéries et les bactéries en particulier des composés caractéristiques pouvant servir de « bio-marqueurs » que l'on retrou-

Source : MNHN, Paris

vera dans les séries fossiles. C'est ainsi que CONNAN *et al.* (1986) ont pu mettre en évidence, dans des faciès de paléosebkhas d'une série allant du Barrémien au Cénomanien (puits La Felicidad 1 au Guatémala), un apport bactérien important et notamment des composés provenant de bactéries hyperhalophiles.

CONCLUSION

Les exemples qui ont été cités ou décrits dans cette note prouvent sans conteste que les milieux hypersalés sont des systèmes très producteurs en matière organique, contrairement à une opinion longtemps répandue. Les enseignements tirés de l'étude de tels milieux sont importants tant du point de vue biologique que du point de vue géologique.

Rappelons quelques-uns des caractères écologiques de ces milieux.

— Ils sont d'abord caractérisés par une faible diversité spécifique et par un grand nombre d'individus.

— Les développements organiques sont essentiellement dus à des microorganismes (bactéries, cyanobactéries, algues unicellulaires) qui sont donc situés très bas dans la classification et qui présentent même parfois des caractères archaïques. C'est le cas des *Halobacterium* qui appartiennent au groupe des Archébactéries. Ces microorganismes sont relégués dans ces milieux hostiles et y prolifèrent parce que les conditions de vie difficiles excluent la plupart des formes de vie plus évoluées, éliminant ainsi la concurrence et les prédateurs. Cette prolifération est aussi favorisée par des apports en éléments nutritifs importants.

— Les espèces qui croissent en milieux hypersalés sont adaptées non seulement aux fortes concentrations en sel, mais aussi à des intensités lumineuses généralement très élevées, à de faibles teneurs en oxygène, à une grande variabilité des conditions de milieu et à des dessications fréquentes. Certaines espèces de cyanobactéries sont capables de se développer en présence d'H_2S en utilisant un processus de photosynthèse anaérobie de type bactérien. C'est là un atout supplémentaire chez ces organismes pour coloniser ces milieux souvent anoxiques. C'est aussi un caractère intéressant du point de vue de l'évolution de la vie sur la terre, puisqu'on peut observer le passage d'une photosynthèse anaérobie à une photosynthèse aérobie.

— La stratification des peuplements microbiens benthiques est un autre aspect remarquable, très souvent observé dans ces milieux. Il s'y développe à la fois une stratification biologique, déterminée en particulier par les gradients d'intensité lumineuse, de teneur en oxygène, de potentiel rédox, de pH et une stratification sédimentaire due à l'alternance de phases de croissance organique et de phases d'apports détritiques ou de précipitation chimique. L'intérêt géologique de ces formations laminées est évident puisque ce sont les homologues actuels des stromatolites qui ont eu une extension considérable à certaines époques du passé. Ce n'est pas cet aspect qui a été considéré ici, mais le potentiel des milieux hypersalés pour la formation des couches à matière organique.

La conservation de la matière organique benthique et planctonique, engendrée en très grandes quantités dans ces sites, va dépendre de l'interaction de différents paramètres biologiques et physico-chimiques : 1) la nature du matériel originel et sa résistance à l'altération ; 2) la composition des populations bactériennes qui assurent les premières étapes de la dégradation et en particulier l'abondance et l'activité des bactéries sulfato-réductrices ; 3) la présence d'un milieu réducteur ou oxydant ; 4) la salinité du milieu (saumures libres ou saumures interstitielles) qui va jouer sur la composition des populations de microorganismes consommateurs ou destructeurs, sur la teneur en oxygène et sur la vitesse des processus métaboliques (plus longs généralement aux fortes concentrations) ; 5) la stabilité du milieu.

La liaison fréquente entre hydrocarbures et évaporites dans de grands gisements anciens a été rappelée dans l'introduction. Or, les milieux

Source : MNHN, Paris

évaporitiques actuels à forte productivité organique ont une extension faible et correspondent surtout à des milieux peu profonds, côtiers, de type lagunes, sebkhas ou des lacs salés souvent temporaires et, à partir des observations faites sur ces milieux très variables et instables, il paraît difficile de les utiliser, *au moins directement*, comme modèles pour expliquer la genèse de couches à matière organique en milieu évaporitique. Néanmoins, ils sont précieux pour la preuve qu'ils apportent de la richesse en matière organique des milieux hypersalés et pour les connaissances qu'ils fournissent sur la faune et la flore qui s'y développent et sur les premiers stades d'évolution du matériel organique. Dans la mesure où l'on a observé des sites présentant des états de conservation différents, on peut espérer arriver à déterminer quels sont les caractères qui expliquent ce phénomène et dans quelles conditions ils ont pu exister dans le passé pour que des couches riches en matière organique s'accumulent.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier Messieurs G. Busson et W. Krumbein qui ont bien voulu relire ce manuscrit et en faire une critique constructive qui m'a permis d'améliorer le texte. Mes remerciements s'adressent également à Madame N. Day pour son aide lors de la préparation de la bibliographie ; Madame E. Cambreleng qui a réalisé les dessins ; Mademoiselle M. Destarac pour l'illustration photographique et Madame Deletoille et Madame G. Coury qui ont assuré la dactylographie.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Aizenshtat, Z., Lipiner, G. & Cohen, Y., 1984. — Biogeochemistry of carbon and sulfur cycle in the microbial mats of the Solar Lake (Sinaï). *In* : Cohen, Y., Castenholz, R. W. & Halvorson, H. O. (eds) *Microbial mats : stromatolites*, Alan R. Liss, N. Y. : 281-312.

Bauld, J., 1981 a. — Geobiological role of cyanobacterial mats in sedimentary environments : production and preservation of organic matter. *BMR J. Aus. Geol. Geophys.*, **6** : 307-317.

Bauld, J., 1981 b. — Occurrence of benthic microbial mats in saline Lakes. *Hydrobiologia*., La Haye, **81** : 87-111.

Bauld, J., 1984. — Microbial mats in marginal marine environments : Shark Bay, Western Australia, and Spencer Gulf, South Australia. *In* : Cohen, Y., Castenholz, R. W. & Halvorson, H. O., (eds.) *Microbial mats : stromatolites*, Alan R. Liss, N. Y. : 39-58.

Bauld, J., Burne, R. V., Chambers, L. A., Ferguson, J. & Skyring, G. W., 1980. — Sedimentological and geobiological studies of intertidal, cyanobacterial mats in North-Eastern Spencer Gulf, South Australia. *In* : Trudinger, P. A., Walter, M. R. & Ralph, B. J. (eds) *Biogeochemistry of Ancient and Modern Environments*, Canberra, Australian Academy of Science : 157-166.

Busson, G., 1978. — L'unité des faciès confinés en milieu de plate-forme carbonatée. *In* « Livre jubilaire Jacques Flandrin » *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon. H. S,* **4** : 87-112.

Busson, G., 1979. — Couches laminées riches en matière organique et précédant les roches salines : les enseignements d'un enchaînement de faciès. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, **75** : 5-18.

Busson, G., 1982. — Transposition des données sur les marais salants aux grandes accumulations évaporitiques du passé. *Géol. médit.*, Marseille, **IX**, (4) : 563-591.

Busson, G., 1988. — Relations entre les types de dépôts évaporitiques et la présence de couches riches en matière organique (roches-mères potentielles). *Rev. Inst. fr. Pétr.*, **43** (2) : 181-216.

Busson, G., Cornée, A., Dulau, N., Fontes, J. C., Geisler, D., Gouleau, D., Jaccard, J., Landry, J. C., Noël, D., Perthuisot, J. P., Pierre, C., Poumot, C., Tetart, J., Thomas, J. C., Thomas, M., Trauth, N. & Zaninetti, L., 1982. —

Source : MNHN, Paris

Données hydrochimiques, biologiques, isotopiques, sédimentologiques et diagénétiques sur les marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). *Géol. médit.*, Marseille, **IX**, (4) : 303-591.

CARPELAN, L. H., 1957. — Hydrology of the Alviso salt ponds. *Ecology*, **38** : 375-390.

CLASTERE, J., 1984. — De la mer aux évaporites. Biomasse et production du maillon primaire d'un marais salant (Camargue). Thèse Doct. 3e cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris, 630 p.

COHEN, Y., KRUMBEIN, W. E. & SHILO, M., 1977 a. — Solar Lake (Sinaï) : 2. Distribution of photosynthetic microorganisms and primary production. *Limnol. Oceanogr.*, **22** (4) : 609-620.

COHEN, Y., KRUMBEIN, W. E. & SHILO, M., 1977 b. — Solar Lake (Sinaï) : 3. Bacterial distribution and production. *Limnol. Oceanogr.*, **22** (4) : 621-634.

CONNAN, J., BOURROULEC, J., DESSORT, D. & ALBRECHT, P., 1986. — The microbial imput in carbonate-anhydrite facies of a sabkha paleoenvironment from Guatamela : a molecular approach. *Adv. orga. Geochem.*, 1985, 10 : 29-50.

CORNÉE, A., 1982. — Bactéries des saumures et des sédiments des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). *Géol. médit.*, Marseille, IX, (4) : 369-389.

CORNÉE, A., 1983. — Sur les bactéries des saumures et des sédiments de marais salants méditerranéens. Importance et rôle sédimentologique. Thèse 3e cycle, Univ. P. et M. Curie. *Docum. GRECO 52*, Paris, **3**, 126 p., 20 fig., 15 pl. ph.

CORNÉE, A., 1984. — Étude préliminaire des bactéries des saumures et des sédiments des salins de Santa Pola (Espagne). Comparaison avec les marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). *Rev. Inv. Geol.*, Barcelone, **38/39** : 109-122.

DAVIS, J. S., 1974. — Importance of micro-organisms in solar salt production. IVth Intern. Symp. on Salt (Coogan, A. H., ed.) **2** : 369-372, N. Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio.

DAVIS, J. S., 1978. — Biological communities of a nutrient enriched salina. *Aquat. Bot.*, **4** : 23-42.

DAVIS, J. S., 1980. — Biological management techniques of solar salt works. Vth Intern. Symp. on Salt (Coogan, A. H. & Hauber, L., eds.) **1** : 265-268, N. Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio.

EUGSTER, H. P., 1985. — Oil Shales, evaporites and ore deposits, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49** : 619-635.

EVANS, R. & KIRKLAND, D. W. (in press). — Evaporitic environments as a source of petroleum. *In* : B. C. Schreiber *Evaporites and hydrocarbons*, New York, Columbia University Press.

FRIEDMAN, G. M., 1982. — Evaporites as source rocks for petroleum. *In* : Handford, C. R., Loucks, R. G. and Davies, G. E. *Depositional and diagenetic spectra of evaporites. A core Workshop.*, SEPM Core Workshop, Calgary, Canada, n° **3** : 385-396.

FRIEDMAN, G. M. & KRUMBEIN, W. E., 1985. — Hypersaline ecosystems. The Gavish Sabkha. *Ecol. Stud. Anal. Synth.*, **53** Springer Verlag, Berlin, 484 p.

GERDES, G., KRUMBEIN, W. E. & HOLTKAMP, E., 1985. — Salinity and water activity related zonation of microbial communities and potential stromatolites of the Gavish Sabkha. *In* : Friedman, G. & Krumbein, W. E. *Hypersaline ecosystems. The Gavish Sabkha*. Ecol. Studies 53, Springer Verlag, Berlin : 238-266.

GOLUBIC, S., 1973. — The relationsbip between blue-green algae and carbonate deposits. *In* : N. G. Carr & B. A. Whitton. *The biology of blue-green algae*, Blackwell Scientific Publ., Oxford : 434-472.

HALLEY, R. B., 1976. — Textural variation within Great Salt Lake algal mounds. *In* : Walter M. R. Stromatolites, *Dev. Sedim.* **20**, Elsevier, Amsterdam : 435-445.

HAMMER, U. T., 1981. — Primary production in saline lakes. *Hydrobiologia*, **81** : 47-57.

HAMMER, U. T., 1986. — Saline lake ecosystems of the world. *Monogr. Biol.*, **59**, DR. W. JUNK Publ., Dordrecht, 616 p.

HOFFMAN, P., 1976. — Stromatolite morpbogenesis in Shark Bay, Western Australia. *In* : Walter M. R. Stromatolites, *Dev. Sedim.* **20**, Elsevier, Amsterdam : 261-271.

HORODYSKI, R. J. & VONDER HAAR, S. P., 1975. — Recent calcareous stromatolites from Laguna Mormona (Baja California), Mexico. *J. Sediment. Petrol.*, **45** : 894-906.

HORODYSKI, R. J., BLOESER, B. & VONDER HAAR, S. P., 1977. — Laminated algal mats from a coastal lagoon, Laguna Mormona (Baja California), Mexico. *J. Sediment. Petrol.*, **47** (2) : 680-696.

IMHOFF, J. F., SAHAL, H. G., SOLIMAN G. S. M. & TRUPER, H. G., 1979. — The Wadi Natrun : chemical composition and microbial mass developments in alkaline brines of eutrophic desert lakes. *Geomicrobiol. J.*, **1** (3) : 219-234.

JAVOR, B., 1985. — Nutrients and ecology of tbe Western Salt and Exportadora de Sal Saltern brines. 6th intern. Symp. on Salt, Schreiber, B. C. (ed.), Salt Inst. Alexandria, **1** : 195-205.

JAVOR, B. J. & CASTENHOLZ, R. W., 1981. — Laminated microbial mats, Laguna Guerrero Negro, Mexico, *Geomicrobiol. J.*, **2** (3) : 237-273.

Source : MNHN, Paris

JAVOR, B. J. & CASTENHOLZ, R. W., 1984. — Productivity studies of microbial mats, Laguna Guerrero Negro, Mexico. *In* : Cohen, Y., Castenholz, R. W. & Halvorson, H. O. (eds) *Microbial mats : stromotolites*, Alan R. Liss, N. Y. : 149-170.

JONES, A. G., EWING, C. M. & MELVIN, M. Y., 1981. — Biotechnology of solar salt fields. *In* Williams, W. O. (ed.). Salt Lakes Proceedings of an international Symposium on Athalassic (Inland) Salt Lake, Junk, La Hague, 1981, *Hydrobiologia*, **82** : 391-406.

JORGENSEN, B. B., REVSBECH, N. P. & COHEN, Y., 1983. — Photosynthesis and structure of benthic microbial mats : microelectrode and SEM studies of four cyanobacterial communities. *Limnol. Oceanogr.*, **28** (6) : 1075-1093.

KINSMAN, D. J. J. & PARK, R. K., 1976. — Algal belt and coastal sabkha evolution, Trucial Coast, Persian Gulf. *In* : Walter M. R. Stromatolites, *Dev. Sedim.* **20**, Elsevier, Amsterdam : 421-433.

KIRKLAND, D. W. & EVANS, R., 1981. — Source rock potential of evaporitic environment. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **65** : 181-190.

KRUMBEIN, W. E. & COHEN, Y., 1977. — Solar Lake : 4 Stromatolitic cyanobacterial mats. *Limnol. Oceanogr.*, **22** (4) : 635-656.

LARSEN, H., 1980. — Ecology of hypersaline environments. *In* : A. Nissenbaum Hypersaline brines and evaporitic environments, *Dev. Sedim.* **28**, Elsevier, Amsterdam : 23-39.

LASSERRE, P. & POSTMA, H., 1982. — Les lagunes côtières. *Oceanol. Acto*, vol. sp., Gauthier Villars, Paris, 461 p.

MALEK-ASLANI, M., 1980. — Environmental and diagenetic control of carbonate and evaporite source rocks. *Gulf Coost Trans.*, XXX : 445-458.

MEISSNER, F. F., WOODWARD, J. & CLAYTON, J. L., 1984. — Stratigraphic relationships and distribution of source rocks in the Greater Rocky Mountain Region. *In* Woodward, J., Meissner, F. F. & Clayton, J. L., *Hydrocorbon source rocks of the Greater Rocky Mountain Region*, Publ. Rocky Mountain Association of Geologists, Denver, Colorado : 1-34.

MOODY, J. D., SLOSS, L. L. & ASCHENBRENNER, B. C., 1959. — Discussion of " Relationship of primary evaporites to oil accumulation " by L. L. Sloss. *Proc. World Petr. Congr. 5th, New York, sect. 1* : 134-138.

MOODY, J. D., MOONEY, J. W. & SPIVAK, J., 1970. — Giant oil fields of North America. *In* : Geology of Giant Petroleum fields, a symposium. *Am. Assoc. Petr. Geol.*, Tulsa, Oklahoma, mèm. **14** : 8-17.

NISSENBAUM, A., 1975. — The microbiology and biogeochemistry of the Dead Sea. *Microb. Ecol.*, **2** : 139-161.

NISSENBAUM, A., BAEDECKER, M. J. & KAPLAN, I. R., 1972. — Organic geochemistry of Dead Sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36** : 709-727.

NOËL, D., 1982. — Les diatomées des saumures des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). *Gèol. mèdit.*, Marseille, **IX** (4) : 413-446.

NOËL, D., 1984. — Les diatomées des saumures et des sédiments de surface du Salin de Bras-del-Port (Santa Pola, province d'Alicante, Espagne). *Rev. Inv. Geol.*, Barcelone, **38/39** : 79-107.

ORTI CABO, F. & BUSSON, G., 1984. — Introduction à la sédimentologie des salines maritimes de Santa Pola (Alicante, Espagne). *Rev. Inv. Geol.*, Barcelone, **38/39** : 5-235.

PLANTÉ-CUNY, M. R., 1984. — Le microphytobenthos et son rôle à l'échelon primaire dans le milieu marin. *Oceanis*, **10** (4) : 417-427.

POR, F. D., 1985. — Anchialine pools — Comparative hydrobiology. *In* : Friedman, G. & Krumbein, W. E. Hypersaline ecosystem. The Gavish Sabkha, *Ecol. Studies* 53, Springer Verlag, Berlin : 136-144.

POST, J., 1977. — The microbial ecology of the Great Salt Lake. *Microb. Ecol.*, **3** : 143-165.

POST, E. J., 1981. — Microbiology of the Great Salt Lake north arm. *Hydrobiologia.*, La Haye, **81** : 59-69.

POTTS, M., 1980. — Blue-green algae (Cyanophyta) in marine coastal environments of the Sinaï Peninsula ; distribution, zonation, stratification and taxonomy diversity. *Phycologio*, **19** (1) : 60-73.

RINCE, Y. & ROBERT, J. M., 1983. — Évolution des peuplements de diatomées planctoniques et benthiques d'un marais salant. *Cryptogam.-Algol.*, **4** (1-2) : 73-83.

SAMMY, N., 1985. — Biological systems in North-Western Australian Solar Salt fields. 6th intern. Symp. on Salt, Schreiber, B. C. (ed.), Salt Inst., Alexandria : 207-215.

SCHNEIDER J. & HERMANN, A. G., 1980. — Salt works. Natural laboratories for microbiological and geochemical investigations during the evaporation of sea-water. *In* : Vth intern. Symp. on Salt (Coogan A. H. & Hauber L., eds.), **II**, N. Ohio Geol. Soc., Cleveland, Ohio : 371-381.

SKYRING, G. W., 1984. — Sulfate reduction in marine sediments associated with cyanobacterial mats in Australia. *In* Cohen, Y., Castenholz, R. W. &

Source : MNHN, Paris

Halvorson, H. O. (eds) *Microbial mats : stromatolites*, Alan R. Liss, N. Y. : 265-275.

STOLZ, J. F., 1983. — Fine structure of the stratified microbial community at Laguna Figueroa, Baja California, Mexico. **I.** Methods of *in situ* study of the laminated sediments. *Precambrian Res.*, Amsterdam, **20** : 479-492.

STOLZ, J. F., 1984. — Fine structure of the stratified microbial community at Laguna Figueroa, Baja California, Mexico. **II.** Transmission Electron microscopy as a diagnostic tool in studying microbial communities *in situ*. *In* : Cohen, Y., Castenholz, R. W. & Halvorson, H. O. (eds) *Microbial mats ; stromatolites*, Alan R. Liss, N. Y. : 23-38.

STOLZ, J. F., 1985. — Fine structure of the stratified microbial community at Laguna Figueroa, Baja California, Mexico : from miles to microns. *Origins life*, **15** : 347-352.

THOMAS, J. C. & GEISLER, D., 1982. — Peuplements benthiques à Cyanophycées des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). *Géol. médit.*, Marseille, **IX,** (4) : 391-412.

THOMAS, J. C., 1984. — Formations benthiques à cyanobactéries des salins de Santa Pola (Espagne) ; composition spécifique, morphologie et caractéristiques biologiques des principaux peuplements. *Rev. Inv. Geol.*, Barcelone, **38/39** : 139-158.

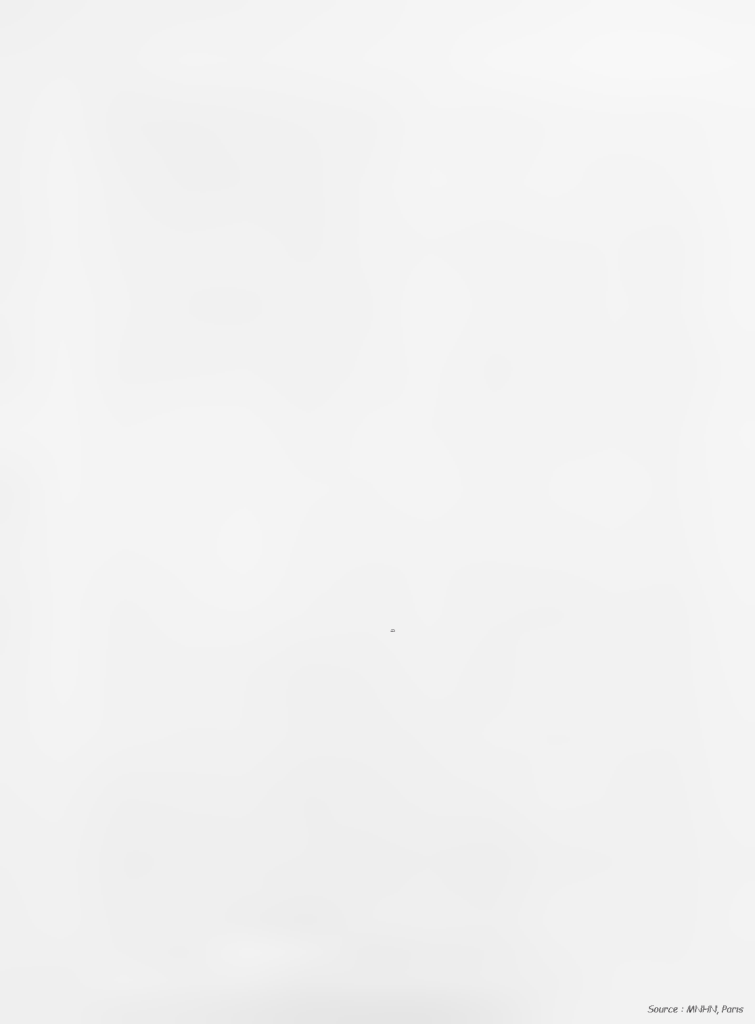
TISSOT, B., 1979. — La répartition mondiale des combustibles fossiles. *La Recherche*, Paris, **104** : 984-991.

VOLCANI, B. E., 1940. — Studies on the microflora of the Dead Sea. Doctor's thesis, Hebrew Univ., Jérusalem.

WARREN, J. K., 1986. — Shallow-water evaporitic environments and their source rock potential. *J. Sediment. Petrol.*, **56,** (3) : 442-454.

WEEKS, L. G., 1961. — Origin, migration and occurrence of petroleum. *In* : Moody G. B. *Petroleum exploration handbook*, McGraw-Hill Book Co., N. Y. : 5-1-5-50.

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

Relations évaporites-hydrocarbures : l'association laminites-récifs-évaporites dans le Messinien de Méditerranée et ses enseignements

Jean-Marie ROUCHY

Muséum national d'Histoire naturelle
Laboratoire de Géologie, CNRS UA 1209
43, rue Buffon
75005 Paris

RÉSUMÉ

Les bassins évaporitiques messiniens de la périphérie du domaine méditerranéen présentent fréquemment l'association de laminites préévaporitiques, de complexes carbonatés (Mélobésiées, Madréporaires et stromalolithes) et d'évaporites, qui constitue un modèle de dispositif comportant roche-mère, réservoir et couverture.

Les laminites préévaporitiques, principalement diatomitiques ou marno-diatomitiques (et accessoirement calcaires) correspondent à deux systèmes hydrodynamiques distincts se succédant pendant le Messinien et possédant en commun une productivité organique très élevée : 1) les upwellings côtiers fonctionnent en régime transgressif au cours d'une phase de haut-niveau marin au début du Messinien, 2) le confinement dans des bassins semi-fermés ou isolés par suite de la fermeture des communications avec l'Atlantique puis de l'abaissement du plan d'eau. La préservation de la matière organique est assurée par le développement périodique de conditions anoxiques associées à des systèmes stratifiés : couche médiane à minimum d'oxygène pour le premier ; corps inférieur stagnant plus ou moins développé (différence de salinité) dans le second.

Les édifices carbonatés de grande taille, développés sur les marges et les points-hauts des bassins, sont généralement composés de masses bioconstruites (principalement à Mélobésiées à la base et à Madréporaires peu diversifiés au sommet...) associées à des faciès biodétritiques (talus, lagon...) recouverts partiellement

ROUCHY, J.-M., 1988. — Relations évaporites-hydrocarbures : l'association laminites-récifs-évaporites dans le Messinien de Méditerranée et ses enseignements. *In* : G. BUSSON *(ed.)*, Évaporites et Hydrocarbures. *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, (C), **55** : 43-69 Paris ISBN 2-85653-155-5.

Source : MNHN, Paris

ou totalement par des stromatolitbes. La porosité primaire élevée (trame organique, granulaire...) est accrue par la diagenèse et les processus de dissolution-karstification qui affectent les récifs lors des phases d'abaissement du plan d'eau liées au dépôt des évaporites.

Seules deux particularités des évaporites seront examinées laissant de côté le rôle de l'halocinèse. Par leur extension, leur épaisseur et leur continuité, ces dépôts scellent le dispositif, assurant une couverture étanche. Moins connu est le rôle de fournisseur de matière organique des milieux évaporitiques dont il est maintenant reconnu que la productivité primaire dépasse celle des milieux marins les plus fertiles. Les témoins de cette productivité sont identifiables dans le Messinien sous forme de sédiments biogéniques riches en organismes de faible diversité spécifique (lumachelles à *Cardiaceae*, diatomites, laminites à nannoplancton...) et surtout par la fréquence des stromatolitbes, témoins des peuplements privilégiés des milieux hypersalins que sont les organismes cyanobactériens. Les paramétres physico-chimiques de ces milieux permettent le développement de conditions favorables à la préservation. La sédimentation évaporitique a également une profonde incidence sur l'évolution des réservoirs carbonatés en accentuant la porosité (cf. *supra*) ou au contraire en l'oblitérant par précipitation interstitielle de sels (sulfates et chlorures).

Non seulement, l'évolution d'un corps d'eau marine vers les conditions évaporitiques (fermeture progressive des relations avec le domaine océanique, conditions climatiques...) produit le dépôt successif de sédiments possédant des propriétés de roche-mère, de réservoir et de couverture, mais encore permet un agencement spatio-temporel et un dispositif favorables au piégeage de la matière organique au cours de l'évolution post-sédimentaire. Si les évaporites se déposent le plus souvent en contrebas des édifices récifaux, le recouvrement intégral des édifices se produit aussi, ce qui laisse présager d'intéressantes perspectives pétrolières.

ABSTRACT

Evaporites-hydrocarbons relationships. The association laminites-reefs-evaporites in the Messinian of the Mediterranean.

The peripheral Messinian evaporitic basins of the Mediterranean frequently show an association between three main groups of sediments : preevaporitic laminites, carbonate complexes (red algaes, corals and stromatolites) and evaporites. This association represents a model of a sedimentary system including : source-rocks, reservoirs and cover.

The preevaporitic laminites, mainly diatomitic or marly-diatomitic (and/or regionally calcareous), characterize the following two different hydrodynamic systems which follow one another and are both clearly marked by a very high productivity : 1) coastal upwellings during high marine level during the early Messinian (transgressive phase) ; 2) restriction in semi-closed or land-locked basins related to the progressive closure from the Atlantic and the subsequent lowering of the sea level (regressive pbase). Adequate conditions for the preservation of organic matter result from the periodic stratification of sea water with a locally developed O_2-minimum in the intermediary layer in the first case or extended anoxic bottom-conditions mainly related to bypersaline conditions in the second one. The general physico-chemical controls are discussed.

Extensive carbonate complexes are developed on the sbores and on high areas of the basins. Biogenic buildups (mainly red algaes at the base and poorly-diversified corals in the upper part) associated with bioclastic accumulations (talus, lagoon...) are locally covered by a more or less well-developed stromatolitic blanket. The primary porosity (organic network, granular...) is commonly increased by diagenesis and by dissolution-karstification during drawdown periods related to bypersaline episodes.

By their extension, their thickness and their continuity, the evaporitic deposits constitute an efficient cover. The less known but major property of evaporitic environments is tbeir important primary production, higher than in most fertile oceanic environments. Traces of this production can be observed in the Messinian as organic-rich layers witb marine or hypersaline-adaptated fauna and flora (intra-gypsum diatomites, nannoplankton oozes, Cardiaceae lumachelle...) and mainly by the great abundance of calcareous or gypsified stromatolites, relics of the typical inhabitants of bypersaline environments (which are tbe stromatolites). Physico-chemical conditions lead to tbe development of stratified waters or reducing conditions in the sediments, favorable to the preservation of the organic matter which is produced. Evaporitic conditions bave a great influence on the reservoir-properties evolution, increasing porosity (see above) or destroying it by interstitial precipitation.

Progressive restriction of a sea from normal marine to hypersaline conditions leads to the formation of the three groups of sediments and in some cases produces an adequate spatio-temporal fit for the preservation of tbe produced organic matter, during the post-sedimentary history. Generally, tbe evaporites lie topographically lower than the earlier reef complexes but they can overlap the whole sedimentary system (laminites and reefs), whicb could lead to interesting oil prospects.

Source : MNHN, Paris

INTRODUCTION

Dans le bassin méditerranéen, le Messinien est connu principalement par l'ampleur des dépôts évaporitiques (HSÜ *et al.*, 1973 ; MONTADERT *et al.*, 1978 ; ROUCHY, 1982...) ; il n'en comporte pas moins des sédiments caractéristiques d'une large gamme de milieux allant de la mer franche aux confinements extrêmes, voire même aux conditions lacustres dans la partie terminale de l'étage. La constance d'une trilogie sédimentaire laminites-récifs-évaporites (fig. 1) apparaît comme l'une des caractéristiques fondamentales des bassins évaporitiques périphériques (ROUCHY, 1982, ROUCHY *et al.*, 1986). Sans préjuger de ses potentialités pétrolières locales, cette association constitue l'un des plus remarquables exemples d'un système associant roche-mère, réservoir et couverture. Ce dispositif est l'expression sédimentaire des changements hydrodynamiques successifs qui affectent un bassin marin soumis à un confinement progressif en réponse aux contraintes tectoniques, climatiques et eustatiques. L'objectif de cet article général est d'examiner les modalités de cette association et de préciser les paramètres généraux qui la contrôlent.

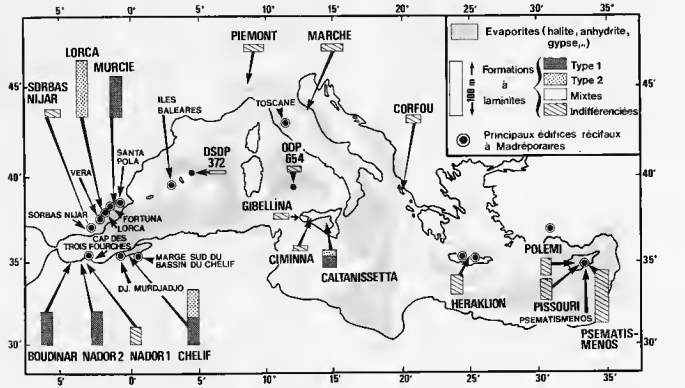


FIG. 1. — Carte schématique du bassin méditerranéen montrant la répartition des trois principaux groupes de sédiments étudiés dans le texte : évaporites, complexes carbonatés récifaux et laminites ; seuls, les dépôts les plus importants ont été figurés (d'après ROUCHY, 1982, modifié).

Simplified map of the Mediterranean basin showing the distribution of the three Messinian sedimentary formations analyzed in the text : evaporites, bioconstructed carbonate complexes and laminites ; only, the most important formations have been indicated (ROUCHY, 1982, modified).

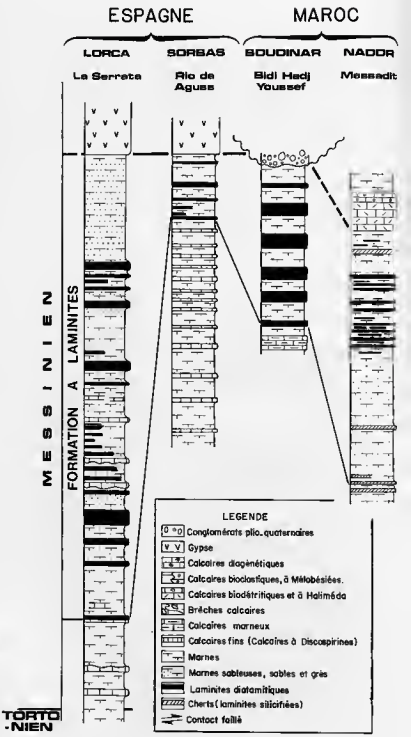
Source : MNHN, Paris

LES LAMINITES PRÉÉVAPORITIQUES

Au Messinien, la formation des laminites préévaporitiques, plus connue sous le vocable de tripoli, est présente dans la plupart des bassins évaporitiques périphériques répertoriés dans la figure 1 (ANDERSON, 1936 ; GOURINARD, 1952 ; ANONYME, 1952 ; OGNIBEN, 1957 ; PERRODON, 1959 ; ROUCHY, 1982). Elle présente une épaisseur réduite ou disparaît dans les zones d'apport terrigène important comme l'extrémité orientale du bassin du Chélif, l'île de Zakynthos en Grèce, la bordure nord-occidentale du bassin de Psematismenos à Chypre et probablement, dans les zones d'influence des grands appareils deltaïques, comme le Golfe du Lion. Sa présence dans les parties centrales et profondes du domaine (plaines abyssales actuelles), sous les formations évaporitiques épaisses, est probable, mais avec des caractères sédimentologiques et surtout biologiques différents. Ainsi, des laminites riches en nannoplancton ont été traversées sur le bord du bassin algéro-provençal (CITA *et al.*, 1978) et des sédiments à lamines diatomitiques ont été observés en mer Tyrrhénienne (PIERRE et ROUCHY, sous presse). Dans les deux cas, il s'agit de dépôts d'épaisseur limitée.

CADRE STRATIGRAPHIQUE

L'expression de laminites préévaporitiques désigne un intervalle lithologique complexe dont la spécificité résulte de l'individualisation de sédiments laminés biogéniques, essentiellement des diatomites, au sein des marnes marines dans la partie inférieure du Messinien. La limite inférieure est placée conventionnellement à la base de la première intercalation de laminites. La limite supérieure diffère selon les bassins ou les parties de bassin considérés : dans les zones centrales, elle coïncide avec la base des évaporites (fig. 2) mais des récurrences de sédiments diatomitiques peuvent s'observer à l'intérieur des évaporites massives (Chélif en Algérie, Héraklion en Crête, Polemi et Psematismenos à Chypre) ou



Source : MNHN, Paris

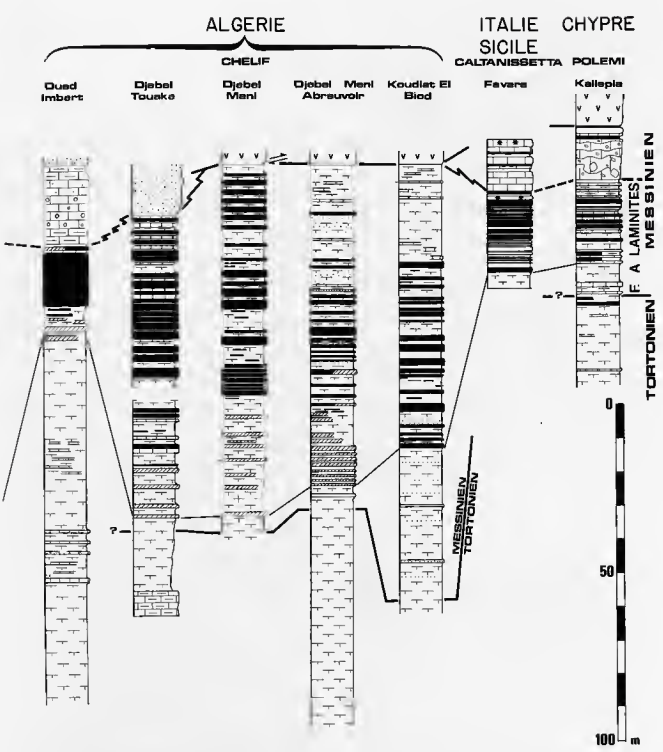


FIG. 2. — Variations latérales de la formation à laminites préévaporitiques dans quelques bassins messiniens d'Espagne, du Maroc, d'Algérie, de Sicile et de Chypre.

Lateral lithologic variations of the preevaporitic laminites formation in some selected Messinian basin of Spain, Morocco, Algeria, Sicily and Cyprus.

Source : MNHN, Paris

des bancs sulfatés précurseurs dans la formation à laminites elle-même comme dans certaines parties du bassin de Lorca (Espagne méridionale). En Sicile, elles s'intercalent localement au sommet des niveaux calcaires diagénétiques provenant de la transformation de sulfate de calcium (Dessau *et al*, 1962 ; McKenzie et al., 1979 ; Pierre, 1982 ; Rouchy, 1982...). Dans les parties marginales des bassins, les laminites passent verticalement et latéralement aux calcaires à Algues et/ou Madréporaires (fig. 2). L'épaisseur de la formation ainsi définie varie de quelques mètres à 300 mètres dans l'un des sondages du bassin du Chélif en Algérie (Perrodon, 1959).

Si les limites de la formation, définies sur la base de critères environnementaux et non stratigraphiques, diffèrent selon les sites considérés, les données chrono- ou biostratigraphiques (Foraminifères, nannoplancton calcaire ou Diatomées) convergent pour circonscrire la phase de dépôt dans le Messinien *sensu stricto* (Ryan *et al.*, 1974 ; Rouchy, 1982), sauf quelques rares cas d'apparition dès le Tortonien. A partir des diatomées, Gersonde et Schrader (1984) confirment même qu'elle serait comprise dans un intervalle de temps compris entre 5,9 et 5,6 Ma.

Caractères sédimentologiques et biologiques majeurs

Le trait commun principal de toutes les séries de cette formation est la rythmicité (fig. 2, 3, 4) :

1) A l'échelle décimétrique à métrique, on observe la répétition de séquences à deux ou trois termes, marnes-laminites, marnes-laminites-calcaires. Les calcaires peuvent être soit des calcaires lumachelliques (Sig dans le Chélif, fig. 3), soit des calcaires fins et porcelanés (calcaires dits à Discospirines en Méditerranée orientale) ; s'y ajoutent localement des intercalations sableuses ou gréseuses ainsi que des passées cinéritiques.

2) A l'échelle centimétrique à millimétrique, on observe une lamination fine et souvent très régulière (fig. 4) formée par la répétition simple ou composite de couplets ou de triplets comportant des lamines diatomitiques de composition différente (diatomées centriques ou pennées, fig. 5₁,2), et des lamines terrigènes. Plus rarement, s'observent des passées calcaires parfois à nannoplancton (fig. 5, 3) et, dans la partie orientale du domaine (Sicile, Iles ioniennes, Crète, Chypre) en particulier, des lamines aragonitiques très fréquentes.

L'épaisseur des feuillets, très variable, est souvent comprise entre 0,3 et 0,7 mm, mais il n'est pas rare d'observer une lamination d'ordre inférieur (jusqu'à 0,1 mm) ou, à l'inverse, des intercalaires calcaires ou terrigènes plus épais. Des remaniements ou des bioturbations forment localement des lits de fragments aplatis ou lenticulaires.

Les sédiments régulièrement et finement laminés sont généralement dépourvus de faune benthique et de macroflore algaire qui, cependant peuvent devenir abondantes dans certains intercalaires marneux ou calcaires ; c'est le cas à Sig (fig. 2, 3) où les bancs calcaires renferment des organismes variés (Bivalves, Gastéropodes, Brachiopodes, Bryozoaires, fragments de Crustacés décapodes ou Cirripèdes, Mélobésiées...) (Moissette, 1987). Certains niveaux montrent des traces d'organismes fouisseurs, dont l'activité est cependant demeurée insuffisante pour homogénéiser le sédiment dont la lamination est encore très apparente (fig. 4 3). Globalement, la fraction biogénique des laminites est dominée par les diatomées marines (Gardette, 1979 ; Gersonde, 1980) qui forment fréquemment plus de 90 % du sédiment. Bien que le nannoplancton soit rare dans les diatomites, il peut former le composant majeur de certaines lamines ou se concentrer dans les intercalaires marno-calcaires (fig. 5 3). S'y associent des Foraminifères planctoniques (fig. 4 2) et d'abondants restes de Poissons (Gaudant, 1977). L'essentiel de la production organique provient d'organismes planctoniques ou bien de rares organismes benthiques, animaux ou végétaux, adaptés aux milieux confinés : *Abra alba* pour les Bivalves (Rouchy & Freneix, 1979), Bolivines pour les Foraminifères...

L'ensemble des caractères présentés, qu'ils soient sbiologiques ou sédimentologiques, indique l'instauration épisodique d'une stratification de la tranche d'eau induisant sur le fond des conditions de stagnation et/ou d'anoxie qui, peuvent être stables ou fluctuantes par rapport à l'interface eau/sédiment.

Source : MNHN, Paris

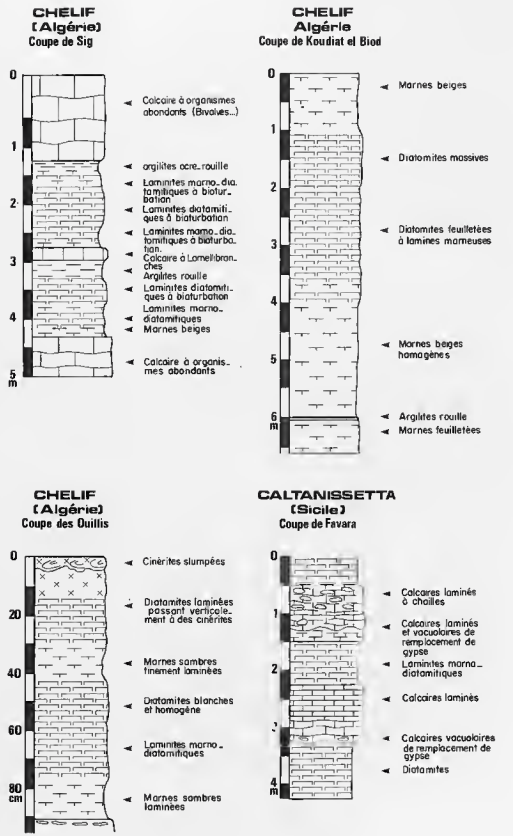


FIG. 3. — Quelques types de séquences observées dans la formation à laminites messiniennes.
Some typical sedimentary sequences observed in the Messinian preevaporitic laminites.

Source : MNHN, Paris

Les mécanismes hydrodynamiques conduisant a deux types de laminites : upwellings et confinement

L'étude sédimentologique et paléoécologique permet de distinguer deux types majeurs de diatomites relevant de mécanismes paléohydrodynamiques différents (Rouchy, 1982).

1) Le premier se rencontre dans les parties marginales de certains bassins (Boudinar au Maroc, bordure sud du Chélif en Algérie, bordure est du bassin de Murcie en Espagne...). L'exemple de la coupe de Sidi Hadj Youssef au Maroc montre que les organismes présents dans les diatomites (diatomées d'affinités océaniques, radiolaires...) caractérisent un milieu marin ouvert (Gardette, 1979). Les associations de Foraminifères enregistrent des fluctuations de la température des eaux de surface selon que l'on est dans les diatomites ou les marnes intercalaires (Cravatte, communication écrite) ; les *Globierinoïdes* abondants dans les marnes disparaissent dans les diatomites au profit des Globigérines. Par une étude paléoécologique et isotopique, Bizon *et al.* (1979) ont également mis en évidence, les variations de température superficielle des eaux ; ce type de diatomites contient une ichthyofaune caractérisée par la présence de formes bathypélagiques et en particulier les *Myctophidae* (Arambourg, 1927 ; Arambourg & Montenat, 1968 ; Gaudant, 1977).

L'ensemble de ces caractéres indique le *fonctionnement périodique de systèmes d'upwelling localisés dans les parties côtiéres* de ces bassins messiniens principalement en Méditerranée occidentale. Si les diatomites massives correspondant aux zones où la productivité organique est la plus élevée caractérisent les parties marginales, il est probable que l'influence de ces upwellings était sensible sur presque toute la surface de ces bassins, étroits et d'extension réduite ; l'exemple actuel du littoral namibien montre que la zone de forte productivité occupe la bande la plus côtière, tandis que la zone á forte sédimentation organique est décalée vers le bord de la plateforme interne, á une trentaine de kilomètres de la côte (Calvert & Price, 1983). Ce systéme s'accompagne de *l'installation locale d'une tranche d'eau intermédiaire á minimum d'oxygéne*. Il n'est pas impossible que, pour les raisons précédemment invoquées, de tels dispositifs aient affecté au Messinien une aire plus étendue et même, dans certains bassins, aient pu favoriser l'installation locale d'un corps inférieur euxinique.

Les accumulations les plus importantes sont localisées dans les parties les plus occidentales du domaine (Espagne, Maroc, Algérie) prés du débouché possible des zones de communication avec le domaine océanique qui, á cette période ne pouvaient qu'être *largement ouvertes vers l'Atlantique*. Notons que cette période correspond, aprés celle du Miocène moyen, á une phase générale d'intensification des phénoménes d'upwelling dans le domaine océanique (Ingle, 1980).

A l'inverse du deuxiéme type (voir *infra*), ces dépôts correspondent á une extension trés importante de la mer sur le domaine marginal (Perrodon, 1957 ; Rouchy, 1982) ; ils sont recouverts par les calcaires bioconstruits qui manifestent la transgression maximale du domaine marin, en de nombreux bassins, sur des zones demeurées émergées bien au-delá de l'extension du Pliocéne inférieur marin (Rouchy, 1982, 1986 ; Saint-Martin, 1987). Cette caractéristique, commune á des bassins appartenant á des domaines structuraux différents, ne peut s'expliquer que par un *contrôle eustatique et indiquerait un régime transgressif et un haut-niveau marin au début du Messinien* prolongeant le mouvement transgressif du Tortonien.

2) Les diatomites du deuxiéme type ont une répartition différente, couvrant la surface de la future cuvette évaporitique. En direction des parties centrales du bassin, elles recouvrent parfois celles du type 1 (leur distinction devient alors malaisée) et se poursuivent jusqu'au phases de dépôt des stromatolithes préévaporitiques et des évaporites avec lesquels elle peuvent même s'interstratifier (Lorca en Espagne, Sicile, Chypre...). Si l'équivalence stratigraphique des tripolis et des calcaires á Mélobésiées a été déjá démontrée par Gourinard (1952) et Perrodon (1957) pour le bassin du Chélif, des observations plus récentes (Sig, Chélif) semblent indiquer que le passage latéral se fait en réalité entre ces diatomites de type 2 (ou une partie) et les carbonates bioconstruits á Algues qui recouvrent localement le type 1

Source : MNHN, Paris

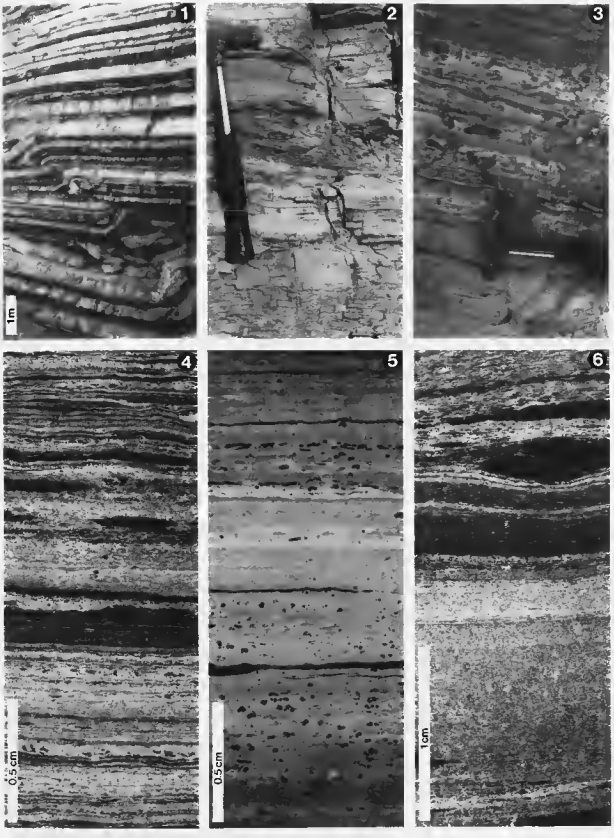


FIG. 4. — Caractéristiques de la formation à laminites à l'affleurement : rythmicité et modalités de la lamination. 1) Alternance de niveaux sombres souvent laminés et de passées blanches correspondant à des diatomites plus massives (carrière des Ouillis, près de Mostaganem, Algérie). 2) Laminites très régulières de teinte sombre (même provenance). 3) Laminites présentant des figures de bioturbation (Djebel Touaka, près de Sig, Algérie). 4) Lamination régulière (inframillimétrique) due à des différences de composition des populations de diatomées. 5) Échantillon présentant une lamination régulière et de très abondants foraminifères planctoniques. 6) Exemple de lamination discontinue due à la présence de passées ou de fragments lenticulaires probablement liés à une bioturbation. Les clichés D, E et F sont des tirages négatifs à partir de lames minces.

Field view of the laminites : rhythmicity and different styles of lamination. 1) Laminated black layers altern ate with white ones which are made of massive diatomites ; frequent volcanic ash layers do not appear in the photo (Ouillis quarry, near Mostaganem, Algeria). 2) Dark regularly laminated marly diatomaites (same location). 3) Burrowing in laminites (Djebel Touaka, near Sig, Algeria). 4) Inframillimetric regular lamination due to differences in the diatom composition of the different layers. 5) Sample showing a regular lamination and the abundance of planktonic Foraminifera. 6) Irregular lamination with discontinuous or lenticular laminae and fragments probably in relation with bioturbation. Figs. D, E and F are negative prints.

Source : MNHN, Paris

(MOISSETTE, SAINT-MARTIN & ROUCHY, observations inédites). Bien qu'étant marins, les organismes présents indiquent des conditions de profondeur plus faible et des milieux moins ouverts se traduisant par la réduction progressive de la diversité spécifique de la faune, de la microfaune et de la microflore. D'une manière générale, la lamination y apparaît plus régulière. Le dépôt de ces laminites est á mettre en relation avec *l'isolement* des bassins périphériques messiniens et *le confinement progressif considéré comme l'augmentation du temps de résidence des eaux* (GUELORGET & PERTHUISOT, 1983), *puis avec l'évolution vers les conditions évaporitiques*.

La stratification épisodique de la tranche d'eau se traduit par l'installation d'un corps inférieur anoxique plus ou moins développé qui, à la différence du type 1, occupe tout le fond du bassin hormis les zones où un apport fluviatile ou deltaïque important assure localement un brassage du milieu ; les conditions anoxiques peuvent également n'affecter que la tranche superficielle des sédiments. Une réduction de la profondeur au cours de cet épisode a été mise en évidence dans plusieurs bassins comme le Chélif (MOISSETTE, 1987) ou ceux de Chypre (BAROZ *et al.*, 1978 ; ORSZAG-SPERBER *et al.*, 1980) ; elle pourrait indiquer l'amorce d'un abaissement général du niveau marin (ajouté á des mouvements tectoniques locaux) qui, ajouté á une restriction tectonique de la zone de transfert, doit être á l'origine de *l'isolement ayant pour conséquences hydrologiques :*

— *l'interruption du courant de retour vers l'Atlantique, l'augmentation du temps de résidence des eaux et donc le confinement ;*
— *le développement des conditions stagnantes de la tranche de fond, c'est la phase régressive du Messinien.*

A la réduction du flux d'eaux océaniques s'ajoute, *en raison de l'aridité du climat, un bilan hydrique déficitaire ; l'augmentation de la salinité, l'abaissement rapide du niveau de base et l'évolution vers les conditions évaporitiques* se traduiront alors par le développement des écosystémes cyanobactériens dans ces milieux résiduels et le début de la précipitation évaporitique dans les dépressions les plus distales. Il est probable que, pour une grande part, les conditions stagnantes sont en relation avec la concentration du corps d'eau. Dans les bassins périphériques au moins, cette étape marque l'installation de conditions physico-chimiques trés instables (importantes variations de salinité et de profondeur).

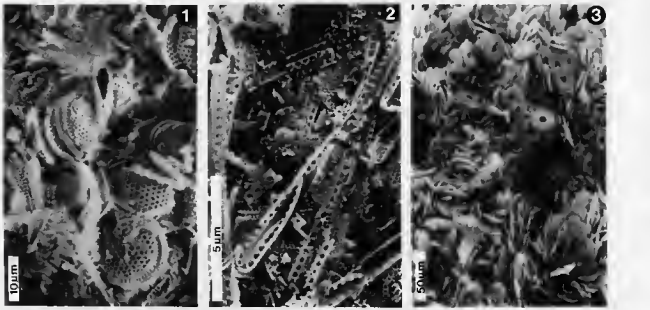


FIG. 5. — Principaux constituants biologiques des diatomites : 1) Diatomées centriques. 2) Diatomées pennées. 3) Nannoplancton calcaire. Noter l'oligospécificité des populations.

Main biological components of the laminites : 1) Centric diatoms. 2) Pennate diatoms. 3) Calcareous nannoplankton. Note that the assemblages are poorly diversified.

Source : MNHN, Paris

Les stromatolithes

Dans les bassins de Psematismenos et de Polemi á Chypre (Rouchy et Monty, 1980) et dans le domaine péri-adriatique (Vai et Ricci-Lucchi, 1977) en particulier, le passage des laminites aux évaporites est marqué par le développement des niveaux stromatolithiques qui, dans le premier cité, alternent encore avec des passés diatomitiques (fig. 6) ; ces stromatolithes dont la structure est parfaitement identifiable apparaissent sur une épaisseur variable de quelques cm à plus d'un métre. Leur individualisation traduit un changement majeur du milieu déjá annoncé par l'appauvrissement spécifique des organismes thalassoïdes ; la colonisation exclusive du milieu par les systémes cyanobactériens traduit l'installation de conditions de confinement très élevé, incompatibles avec la subsistance des organismes thalassiques (salinités élevées ou variables, fluctuations de profondeur...). Par ailleurs, la relative fréquence des stromatolithes gypsifiés dans les premiers bancs évaporitiques (Chypre, Espagne, Algérie, bassins péri-adriatiques... Vai & Ricci-Lucchi, 1977 ; Rouchy & Monty, 1981 ; Rouchy, 1982) atteste bien la relation de dépendance entre colonisation cyanobactérienne et confinement élevé. Le caractére trés labile des structures stromatolithiques des milieux actuels indique une nouvelle fois que des conditions adéquates á la préservation étaient réalisées, qu'il s'agisse de conditions réductrices, immédiatement avant la précipitation évaporitique, ou bien de la cristallisation du gypse qui fossilise les structures et les composants organiques. Comme nous le développerons á propos des milieux évaporitiques eux-mêmes, les tapis algaires peuvent constituer ici d'importants fournisseurs de matiére organique.

Les laminites : des roches-mères potentielles

La réalisation d'une roche-mére d'hydrocarbures résulte de l'adéquation entre une productivité organique élevée et des conditions favorables á la préservation de la matière organique sédimentée.

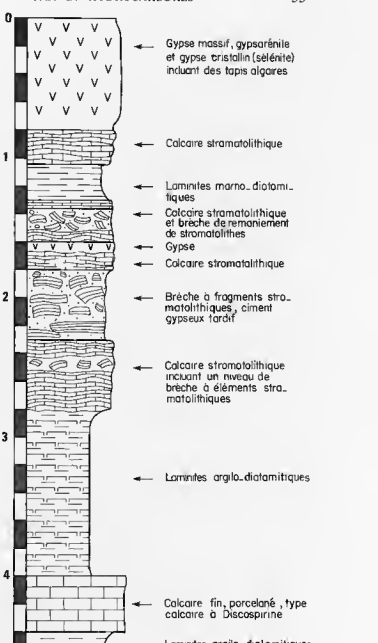


Fig. 6. — Exemple de transition entre la formation á laminites et les évaporites montrant l'interstratification des laminites marno-diatomitiques, des stromatolithes et des premiers niveaux de gypse. Psematismenos, Chypre.

Example of a transitional contact between laminites and evaporites showing the interfingering of marly-diatomitic laminites, stromatolites and gypsum. Psematismenos, Cyprus.

Source : MNHN, Paris

Quelques exemples actuels illustrent l'importance des systémes hydrodynamiques envisagés ci-dessus comme pourvoyeur de matiére organique.

Dans les zones d'upwelling, les sédiments riches en matiére organique associés aux zones de haute productivité phytoplanctonique possédent des valeurs moyennes de carbone organique total (C.O.T.) de 3 á 4 % dans le Golfe de Californie et proches de 7 % mais avec des valeurs comprises fréquemment entre 10 et 24 % le long du littoral sud-occidental de l'Afrique (SUMMERHAYES, 1983 ; BREMMER, 1983 ; KRISSEK & SCHEIDDEGER, 1983). La vitesse de sédimentation moyenne est estimée à 30 á 120 cm/1 000 ans (CALVERT & PRICE, 1983) et, á Walvis Bay, la quantité de matiére organique liée aux sédiments riches en diatomées serait de 2.10^6 tonnes par an (BREMMER, 1983) ; un mg de sédiment contient entre 50 et 150.10^6 cellules de diatomée. Rappelons que les sédiments les plus riches en matiére organique se situent dans une bande légérement décalée vers l'aval par rapport aux diatomites qui occupent une bande littorale.

En ce qui concerne les milieux fermés ou restreints, les diatomées sont un composant majeur des eaux des marais salants actuels jusqu'á une salinité de 130 ‰ (EHRLICH, 1975 ; NOËL, 1982, 1986 ; EHRLICH & DOR, 1985). Les laminites diatomitiques sont un composant majeur des sédiments de milieux confinés tels que la Mer Noire (CASPERS, 1957 ; SCHRADER, 1976), la Mer Baltique (GRIPENBERG, 1939), du Saanich inlet, fjord de l'Arctique canadien (GUCLUER & GROS, 1964), et forme des intercalations dans les sédiments de la fosse de Cariaco (EDGAR *et al.*, 1973). La productivité organique des milieux évaporitiques *sensu stricto* sera abordée plus loin. Dans les cas examinés, le dispositif hydrodynamique permet la préservation d'une grande partie de la matiére organique accumulée soit par le développement d'une zone á minimum d'oxygéne dans le cas d'upwellings océaniques côtiers, soit par la formation d'une halocline séparant une couche anoxique profonde d'une couche oxygénée superficielle (BUSSON, 1978, 1979 ; DEMAISON & MOORE, 1980). PELET & DEBYSER (1977) ont montré qu'en Mer Noire, la teneur en carbone organique qui est comprise entre 3,85 et 14,95 % dans la zone anoxique n'est plus que de 0,65 á 0,69 % dans la zone oxygénée. Bien qu'il s'agisse lá des systémes les plus favorables á la préservation de la matiére organique, une proportion importante de la matiére organique produite, essentiellement dans le corps d'eau supérieur, peut être détruite par oxydation dans le corps supérieur oxygénée d'abord, puis dans le corps réducteur et dans la tranche superficielle des sédiments par les processus de réduction bactérienne des sulfates d'une part et du CO_2 d'autre part ; ainsi, DEUSER (1971) considére, qu'en Mer Noire, la plus grande partie de la production organique échappe á la fossilisation. En revanche, il a été montré que la destruction de la matiére organique dépendait également d'autres facteurs comme son origine, le milieu considéré et l'origine des bactéries mises en jeu (CASTANIER, 1987).

Dans le cas du Messinien méditerranéen, si la composition des sédiments en diatomées, accessoirement en nannoplancton calcaire et en foraminiféres, témoigne bien d'une productivité organique élevée, les conditions de surface ne permettent pas d'apprécier la richesse originelle des sédiments en matiére organique. Toutefois, de nombreux suintements actifs d'hydrocarbures, dans la formation á laminites ou au contact laminites-évaporites, en surface (Chélif en Algérie) ou en galerie de mine de soufre (Lorca en Espagne, Sicile), l'attestent. Dans le Chélif, LOUIS & SALLÉ (1954) admettent que la matiére organique pourrait provenir des diatomées. Les valeurs de C.O.T. mesurées par MONNIER (1978) dans les diatomites du bassin de Caltanissetta (Sicile) sont trés variables mais atteignent parfois 10 %. PALMER & ZUMBERGE (1981) donnent également des valeurs irréguliéres mais allant jusqu'á 13 %. La fréquence des phénoménes de réduction de sulfates intervenant au contact des gypses et des diatomites (Sicile, Espagne, Chypre...) est une preuve indirecte de la richesse en matiére organique qu'implique cette réaction (DESSAU *et al.*, 1962 ; PIERRE, 1982 ; ROUCHY, 1982...).

Les caractéres sédimentologiques (préservation d'une lamination trés fine et réguliére, absence d'organismes benthiques, production essentiellement planctonique...) témoignent bien d'un milieu caractérisé, de maniére cyclique, par le développement de conditions anoxiques sur le fond permettant la préservation de la matiére organique.

Source : MNHN, Paris

LES ÉDIFICES CARBONATES RÉCIFAUX

Le second trait caractéristique des bassins périphériques messiniens est le développement, sur les marges et les points hauts, de vastes complexes récifaux (fig. 7 1), terme considéré dans une acception large, incluant les faciès biconstruits à algues (fig. 7 2, 4) et à madréporaires (fig. 87) ainsi que les faciès bioclastiques de lagon ou de talus (ESTEBAN, 1979 ; MAURIN *et al.*, 1980 ; DABRIO *et al.*, 1981 ; SANTISTEBAN, 1981 ; ROUCHY, 1982, 1986 ; SAINT-MARTIN *et al.*, 1983 ; ROUCHY *et al.*, 1984, 1986 ; SAINT-MARTIN, 1987 ; SAINT-MARTIN & ROUCHY, 1986...). Malgré de grandes différences, les dimensions de ces édifices peuvent être importantes : 4 km de diamètre pour le récif circulaire de Santa Pola en Espagne, 5 × 7 km pour l'édifice elliptique du Cap des Trois Fourches au Maroc, plus de 10 km de longueur pour le récif frangeant du Djebel Murdjadjo en Algérie, plus de 200 km de longueur, malgré des discontinuités, pour la barrière calcaire à Mélobésiées et accessoirement Madréporaires de la bordure méridionale du bassin du Chélif en Algérie (PERRODON, 1957 ; ROUCHY, 1982). L'épaisseur des dépôts atteint fréquemment 100 mètres. En général, la morphologie des récifs vivants (géométrie des biohermes, tombants, talus, passes, etc.) apparaît bien préservée.

Ces édifices montrent souvent la superposition d'au moins deux ensembles : des calcaires à Mélobésiées à la base associés à une riche macrofaune marine surmontés par les calcaires à Madréporaires ; d'une manière générale, les populations coralliennes sont peu diversifiées, voire même monospécifiques et dominées par le genre *Porites* et accessoirement *Tarbellastraea* (ESTEBAN, 1979 ; SANTISTEBAN, 1981 ; ROUCHY *et al.*, 1984, 1986 ; SAINT-MARTIN & ROUCHY, 1986 ; SAINT-MARTIN, 1987). Cet appauvrissement des communautés a pu être mis en relation avec un abaissement de la température, au cours du Miocène supérieur, aggravé *in fine* par le développement des conditions de confinement, léthal pour ces organismes sténobiontes (ROUCHY, 1982 ; ROUCHY *et al.*, 1986). L'incidence du refroidissement provoqué par les upwellings précédemment mentionnés sur l'appauvrissement spécifique des communautés doit également être envisagé (SAINT-MARTIN, 1987). Les Madréporaires sont associés à la faune récifale d'accompagnement habituelle (SAINT-MARTIN, 1987) — nèanmoins caractérisée également par un appauvrissement spécifique — et à une flore comportant des Mélobésiées et surtout l'abondance des *Halimeda* qui produisent d'épaisses accumulations dans les dépôts de talus.

Dans plusieurs sites, le complexe récifal à Algues et Madréporaires est recouvert, par l'intermédiaire d'une surface d'érosion, par des corps stromatolithiques (fig. 7 3) dont l'épaisseur est variable : jusqu'à 65 mètres dans certaines parties du complexe carbonaté de Santa Pola où ils recouvrent et enveloppent l'intégralité de l'édifice à Madréporaires (MAURIN *et al.*, 1980 ; MONTY & *al.*, 1980 ; BERNET-ROLLANDE *et al.*, 1980 ; ROUCHY *et al.*, 1986), quelques mètres seulement au Cap des Trois Fourches (SAINT-MARTIN et ROUCHY, 1986) et au pied du tombant récifal au Djebel Murdjadjo (DELFAUD *et al.*, 1973 ; ROUCHY, 1982 ; ROUCHY *et al.*, 1984 ; SAINT-MARTIN, 1987). Les stromatolithes sont associés à des dépôts à Cérithidés, à Serpulidés et à des sédiments oolithiques ; ces derniers dont l'épaisseur peut atteindre localement plusieurs mètres forment parfois des corps emboîtés qui se déversent vers le bassin sous forme d'éventails (SAINT-MARTIN, 1987). L'ensemble stromatolithique recouvre l'édifice à Madréporaires par l'intermédiaire d'une surface d'érosion provoquée par les émersions tectoniques et les abaissements successifs du plan d'eau qui accompagnent le dépôt des évaporites en contrebas topographique des édifices récifaux.

Ces deux ensembles marquent donc deux étapes distinctes dans l'histoire de la bioconstruction et correspondent à des biotopes successivement marin légèrement confiné pour l'ensemble à Madréporaires, puis intensément confiné à hypersalin pour les stromatolithes.

Qu'il s'agisse des corps bioconstruits à Mélobésiées et à Madréporaires avec leur abondante faune d'accompagnement ou des constructions

Source : MNHN, Paris

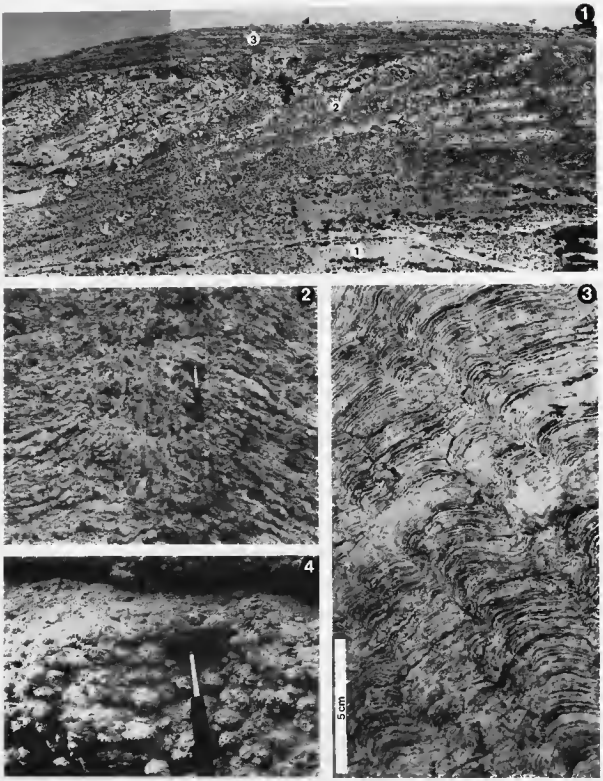


FIG. 7. — Complexes récifaux : 1) Vue générale du bord occidental du complexe carbonaté du Cap des Trois Fourches (Maroc septentrional) ; (1) niveaux à rhodolites localisés à la base ; (2) lentilles sigmoïdes de calcaires bioclastiques formant le talus ; (3) corps récifaux à Coralliaires présentant des phénomènes de progradation descendante vers l'ouest (3). 2) Calcaires à rhodolithes de Mélobésiées (même localisation). 3) Coraux : intrication de colonies branchues et laminaires de *Porites* (Oued Medouar, près de Melilla, Maroc septentrional). 4) Stromatolithes recouvrant localement le récif de Santa Pola (près de Murcie, Espagne).

Reef complexes : 1) General view of the western side of the carbonate complexe of the Cap des Trois Fourches (Northern Morocco). (1) Algal, rhodolites layers in the lowermost part ; (2) Sigmoid lenses of bioclastic carbonates ; (3) Coral bodies prograding downward over the sigmoid lenses. 4) Algal rhodolites layers (same location). 2) Corals : typically branched and laminar colonies of Porites *(Oued Medouar, near Melilla, Northern Morocco). 3) Stromatolites covering the reef of Santa Pola (near Alicante, Spain).*

Source : MNHN, Paris

cyanobactériennes d'épaisseur plurimétriques, leur formation relève d'écosystémes extrêmement prolifiques et produisant des quantités considérables de matière organique. Leur édification dépendante de conditions oxygénées permanentes interdit néanmoins la préservation de cette matière organique, constamment recyclée ou oxydée ; même le développement des stromatolithes dans des conditions confinées a du se produire, au moins partiellement, dans la partie oxygénée du corps d'eau.

Ces édifices carbonatés possédent des caractéristiques de réservoir en raison d'une porosité souvent élevée d'une part et de leurs dimensions importantes d'autre part. Schématiquement, la porosité primaire, qu'il s'agisse d'une porosité granulaire dans les dépôts de talus ou d'une porosité de trame organique liée á la présence des constructeurs, particulièrement importante dans le cas d'organismes coloniaux de grande taille comme les *Porites*, est accrue par la diagenése (dolomitisation...) et la dissolution (Armstrong *et al.*, 1980) ; les colonies apparaissent souvent sous forme de moules en creux (fig. 7, 2). L'émersion épisodique du dispositif au cours des phases d'abaissement du plan d'eau a induit des phénoménes de dissolution et de karstification bien visibles á Santa Pola et au Cap des Trois Fourches (Rouchy *et al.*, 1986).

LES ÉVAPORITES

Les caractéristiques spécifiques de la sédimentation évaporitique ont été décrites dans de nombreux articles (Rouchy, 1982) et nous n'y reviendrons pas en détail. Rappelons que l'épaisseur de la formation évaporitique est en grande partie controlée par une paléomorphologie qui préfigurait nettement celle de la Méditerranée actuelle ; supérieure au millier de métres dans les parties centrales (actuelles plaines abyssales), elle est plus réduite dans la plupart des bassins périphériques (une dizaine de métres á environ 300 métres) hormis les dépressions, á l'origine plus profondes, comme le bassin de Caltanissetta oú l'épaisseur globale de la formation atteint un millier de métres ; ses caractéristiques essentielles sont résumées dans la figure 8.

La continuité remarquable de ces dépôts tant dans les parties les plus profondes du bassin que dans les dépressions actuellement á l'affleurement en font une couverture d'une grande efficacité.

L'intérêt des évaporites ne se limite pas au seul rôle de couverture ni à la constitution de piéges liés á l'halocinése, aspect que nous n'aborderons pas ici. En effet, malgré les contraintes physico-chimiques imposées aux organismes, ces milieux évaporitiques non seulement ne sont pas dépourvus de vie, mais encore peuvent présenter des productivités organiques trés supérieures à celle des milieux marins les plus productifs (Evans et Kirkland, preprint ; Schreiber, ce volume).

L'intensification du confinement et de la sursalure, se traduit par la disparition d'un grand nombre d'organismes et l'exceptionnelle prolifération de ceux qui sont adaptés que ce soit, pour ne prendre que quelques exemples, des mollusques (*Cardiaceae* et *Potamidae*) et, á des salinités plus élevées, des diatomées, des crustacés comme *Artemia salina*, des chlorophycées (*Dunaliella*) aux concentrations permettant la précipitation de la halite, etc ; ce sont néanmoins les organismes cyanobactériens formant les tapis algaires (sans oublier les formes planctoniques) qui constituent l'élément le plus spécifique de ces milieux (Cohen *et al.*, 1977 ; Krumbein & Cohen, 1977 ; Cornée, 1983, 1986 ; Thomas & Geisler, 1982 ; Guelorget & Perthuisot, 1983). Comme l'ont montré les trés nombreuses études de milieux évaporitiques naturels ou bien des marais salants (Clastére, 1984), la productivité primaire des milieux hypersalins est l'une des plus élevée puisqu'elle dépasse celle des milieux océaniques les plus productifs que sont les zones d'upwelling ; à titre d'exemple, la productivité primaire atteint 5 000 et 12 000 C mg/cm^2/jour à Solar Lake (Sinaï), 9 600 dans le lac Maryut en Égypte alors qu'elle n'excéde pas 1 000 á 3 000 dans les zones d'upwelling comme celle du Pérou (Hammer, 1981 ; Warren, 1986).

L'extrême fertilité de ces milieux, principalement liée à la production algaire, est maintenant considérée par de nombreux auteurs comme une source importante de matiére organique susceptible de conduire à la formation de véritables

Source : MNHN, Paris

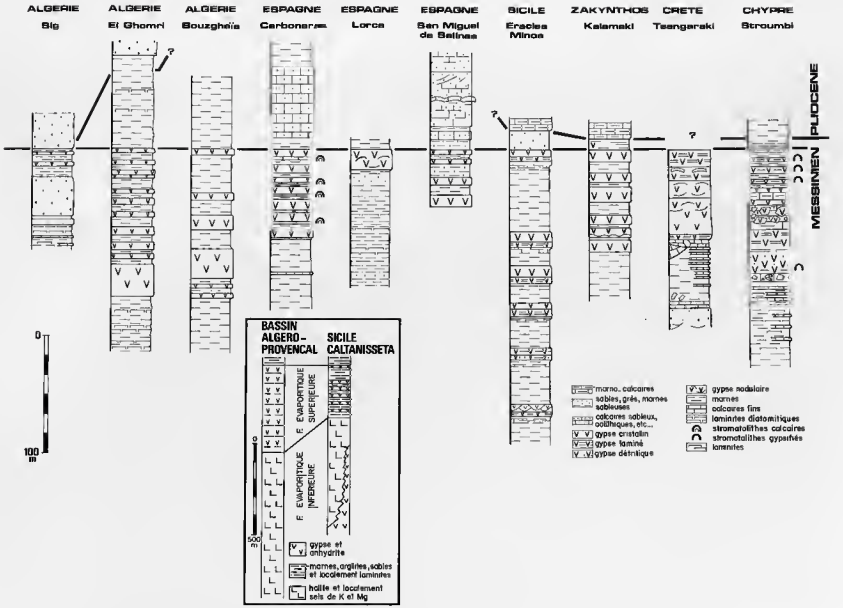


FIG. 8. — Variations latérales et cyclicité de la formation évaporitique messinienne dans différents bassins. L'encart montre, par comparaison, deux séries caractéristiques de bassins profonds, le bassin algéro-provençal d'une part et le bassin de Caltanissetta en Sicile d'autre part.

Lateral variations and cyclicity of the Messinian evaporitic formation in some selected marginal basins. For comparison, insert shows thick evaporitic series from deeper parts of the basins : the algero-provençal basin and the Caltanissetta basin in Sicily.

Source : MNHN, Paris

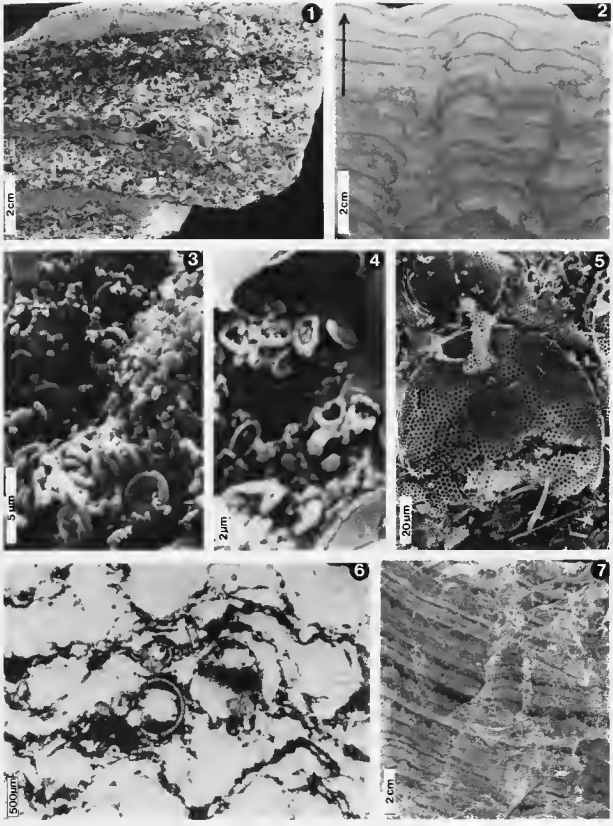


FIG. 9. — Organismes observés dans la formation évaporitique : 1) Lumachelle gypsifiée à Cardiaceae et Gastéropodes (San Miguel de Salinas, Espagne) ; 2) Stromatolithes columnaires gypsifiés (bassin de Polemi, Chypre). 3) Nannoplancton calcaire monospécifique formant des lamines millimétriques à l'intérieur du gypse lamine (Montedoro, Sicile) ; 4) Nannoplancton calcaire nain dans une lamine gypseuse (Montedoro, Sicile) ; 5) Diatomite intragypseuse (Psematismenos. Chypre) ; 6) Foraminifères inclus dans l'anhydrite nodulaire diagénétique (sondage de Cattolica, Sicile) ; 7) Stromatolithes gypsifiés ; la lamination à l'intérieur du gypse sélénite est due à la présence de lits de filaments algaires (bassin de Psematismenos, Chypre).

Biological traces in the evaporitic deposits : 1) Gypsified lumachelle with Cardiaceae and Gastropods (San Miguel de Salinas, Spain) ; 2) Gypsified columnar stromatolites (Polemi basin, Cyprus) ; 3) Monospecific calcareous nannoplankton in a calcareous millimetric laminae into laminated gypsum (Montedaro section, Sicily) ; 4) Dwarf calcareous nannoplankton in a gypsum laminae Montedoro section, Sicily) ; 5) Intra-gypsum diatomite (Psematismenos, Cyprus) ; 6) Foraminifera included in the nodular diagenetic anhydrite (Cattolica well, Sicily) ; 7) Gypsified stromatolites ; the laminaion in the gypsum crystal results from the occurrence of layers made of blue algae filaments (Polemi basin, Cyprus).

Source : MNHN, Paris

roches-mères (WARREN, 1986 ; SCHREIBER, ce volume ; KIRKLAND & EVANS, 1988) ; la préservation de la matière organique pourra y être assurée en raison de la stratification chimique du corps d'eau et de l'augmentation de la salinité qui réduisent la quantité d'oxygène dissous et la plus grande partie des organismes benthiques consommateurs.

Des témoins de ces peuplements se retrouvent dans les sédiments évaporitiques messiniens *sensu stricto* avec les caractéristiques propres des milieux confinés que sont la réduction spécifique et la prolifération des individus. Dans le bassin de Murcie en Espagne, le passage des marnes du gypse massif se fait par l'intermédiaire d'une lumachelle gypsifiée á *Cardiaceae* et Gastéropodes (fig. 9 1). A certaines variétés de gypse finement laminé (balatino) de Sicile sont associées des proliférations monospécifiques de nannoplancton calcaire (*Reticulofenestra* sp., fig. 9 3 4) ; les alternances régulières de lamines gypseuses et calcaires, reflet des fluctuations de la salinité, se traduisent par des variations périodiques de la taille du nannoplancton, des formes naines et dégénérées s'observant jusque dans le gypse lui-même (ROUCHY, 1976, 1982). Dans le sondage de Cattolica (même bassin), d'abondants Foraminifères planctoniques (fig. 9 6) et des pellets, témoins de conditions favorables de la tranche d'eau superficielle, sont emballés dans certaines halites diagénétiques (ROUCHY, 1982). Signalons les fréquentes accumulations de pellets dans les intercalaires calcaires de la série gypseuse inférieure du bassin de Caltanissetta en Sicile et dans le gypse lui-même (SCHREIBER, 1978).

Le dépôt de la formation évaporitique résulte en fait d'une succession de phases de précipitation alternant avec des épisodes de rétablissement de conditions moins confinées au cours desquelles se déposent des intercalations argileuses, marneuses, calcaires donnant lieu á des répétitions de séquences dont les plus spectaculaires s'observent en Sicile (DECIMA & WEZEL, 1971 ; HEIMANN & MASCLE, 1984 ; ROUCHY, 1976, 1982 ; NESTEROFF & GLAÇON, 1977) ; elles montrent le passage de milieux marins peu confinés (marnes), á des milieux confinés (laminites marno-diatomitiques) puis hypersalins (gypse laminé ou balatino d'abord puis gypse cristallin ou sélénite) ; il est intéressant de noter que la fréquence d'un nombre de six séquences dans de nombreux bassins ou parties de bassins (Algérie, Murcie et Carboneras en Espagne, Caltanissetta en Sicile, Zakynthos dans les îles ioniennes et Polemi á Chypre) pourrait indiquer un contrôle global par des mécanismes climatiques et/ou eustatiques. Notons que le rétablissement de conditions plus marines se traduit souvent par l'intercalation de laministes á diatomées (parfois de diatomites marines) á Chypre (Polemi et Psematismenos), en Espagne (bassin d'Abanilla) et en Sicile (ROUCHY, 1982). Des sédiments crayeux à nannoplancton calcaire oligospécifique s'intercalent dans le gypse du bassin d'Abanilla en Espagne méridionale.

Sous forme de stromatolithes, les tapis algaires qui sont les peuplements privilégiés des milieux hyperconfinés et éventuellement hypersalins, ont été observés dans tous les bassins étudiés d'Espagne, d'Algérie, de Sicile, des îles ioniennes, de Crête, de Chypre et ont été signalés dans de nombreux autres domaines comme le bassin périadriatique (VAI & RICCI-LUCCHI, 1977) ; ils apparaissent sous la forme de stromatolithes calcaires á la base des bancs évaporitiques (ROUCHY & MONTY, 1980 ; ROUCHY, 1982), de laminites á filaments algaires incluses dans le gypse cristallin (VAI & RICCI-LUCCHI, 1977 ; CIARANFI *et al.*, 1978 ; LO CICERO & CATALANO, 1978 ; ROUCHY & MONTY, 1980 ; ROUCHY, 1982 ; fig. 9 7), de stromatolithes columnaires ou de laminites cryptalgaires gypsifiées (fig. 9 2) particulièrement bien développés dans la série supérieure du bassin de Polemi à Chypre (ROUCHY & MONTY, 1980 ; ORSZAG-SPERBER *et al.*, 1980 ; ROUCHY, 1982), en Sicile et dans certains sondages DSDP (HARDIE & EUGSTER, 1971 ; NESTEROFF, 1973) ; la mention de stromatolithes ou de vestiges d'algues cyanophycées est fréquente tant á l'affleurement qu'en sondages (SCHREIBER, 1973 ; AWRAMIK, 1978 ; FABRICIUS *et al.*, 1978 ; STURANI, 1978). Ils indiquent dans certains cas des milieux peu profonds et soumis à des épisodes d'émersion.

La matière organique de certains niveaux bitumineux intercalés dans la série messinienne des Apennins, comporterait des marqueurs biologiques de milieux hypersalins (TEN HAVEN *et al.*, 1985).

Les phénomènes de réduction de sulfate qui se manifestent au contact gypse/laminites par des pseudomorphoses carbonatées de gypse et la formation de soufre natif dans le Messinien de

Source : MNHN, Paris

Chypre, des îles ioniennes ou d'Espagne constituent une preuve supplémentaire de la richesse de ces niveaux en matière organique nécessaire à cette réaction (DESSAU *et al.*, 1962 ; PIERRE, 1982 ; ROUCHY, 1982).

Comme pour les séries préévaporitiques, les conditions d'affleurement ne se prêtent guère à une étude de la matière organique ; les études réalisées par DEROO *et al.* (1978) sur les échantillons du sondage DSDP 374 (Leg 42A) ont donné des valeurs de C.O.T. comprises entre 1,90 % et 4.10 % correspondant à une matière organique d'origine marine qui présenterait un bon potentiel de roche-mère. Il n'est donc plus incongru de considérer que la formation évaporitique elle-même peut offrir des qualités de roche-mère.

Le troisième aspect important des milieux évaporitiques concerne son incidence sur le devenir de la porosité des réservoirs carbonatés. Comme nous l'avons vu précédemment, les émersions successives imposées par les abaissements du plan d'eau lors des phases évaporitiques ont eu pour conséquence des phénomènes de dissolution et de karstification propres à accroître notablement la porosité. A l'inverse, l'imprégnation prolongée des complexes carbonatés — ou même des accumulations silicoclastiques — par les saumures, conduira à une précipitation interstitielle de minéraux évaporitiques qui provoque l'occlusion de la porosité ; c'est le cas par exemple des lumachelles à Cardiaceae et Gastéropodes (fig. 9 I) d'Espagne ou de biohermes à *Porites* du Maroc, emballés dans le gypse.

RELATIONS GÉOMÉTRIQUES ENTRE LES TROIS FACIÈS

Nous avons délibérément écarté de notre propos, le rôle de l'halocinèse et les réservoirs silico-clastiques qui, tous deux, peuvent être importants au Messinien. Il est évident que le schéma conceptuel présenté a exigé une certaine simplification et les caractéristiques spécifiques de chacun des bassins composant un domaine aussi vaste que la Méditerranée messinienne peuvent introduire, dans le détail, de nombreuses variantes.

Le confinement progressif d'un corps d'eau marine atteignant le stade ultime de précipitation d'évaporites peut produire les trois composants majeurs susceptibles, dans le cas d'une évolution post-sédimentaire adéquate, d'évoluer vers la formation d'un gisement d'hydrocarbures : roches-mères, réservoirs et couverture. Ainsi, dans l'exemple du Messinien méditerranéen, l'évolution paléogéographique du domaine explique le développement des trois types de systèmes hydrodynamiques caractérisés, malgré des différences notables de composition biologique par une productivité organique élevée : 1) les systèmes d'upwelling côtiers, 2) les mers fermées et confinées, 3) les milieux hypersalins eux-mêmes. Ces trois types peuvent être mis en relation avec des phénomènes globaux différents : les systèmes d'upwelling se développant en régime transgressif et lors de hauts niveaux marins dans la partie inférieure du Messinien ; l'isolement et l'évolution vers les conditions évaporitiques induisant l'abaissement du plan d'eau, eustatique et global dans un premier temps puis lié au bilan hydrique déficitaire caractérisant les conditions hypersalines. Malgré de profondes différences de fonctionnement, ces trois types de milieux ont la particularité commune de produire des systèmes stratifiés et de conditions euxiniques favorables à la préservation de la matière organique : tranche d'eau à minimum d'oxygène pour le premier ou corps inférieur anoxique occupant le fond des dépressions pour les deux autres.

La logique sédimentaire du confinement est responsable d'un agencement des dépôts favorable au piégeage, puis à la préservation de la matière organique. Les sédiments riches en matière organique se forment dans les parties centrales des dépressions ou sur leurs bordures les plus proximales, zones qui seront précisément le siège de la sédimentation évaporitique massive. Localement, le passage vertical des laminites de type 1 ou latéral des laminites de type 2 aux réservoirs carbonatés serait susceptible de parfaire l'efficacité du dispositif. Toutefois, la localisation des édifices récifaux dans les parties hautes du dispositif morphologique (horsts et zones marginales), peut les priver dans certains cas, de la protection de la couverture évaporitique qui, en

Source : MNHN, Paris

raison de l'abaissement du plan d'eau lors des phases de précipitation, se formera en contrebas topographique des édifices récifaux.

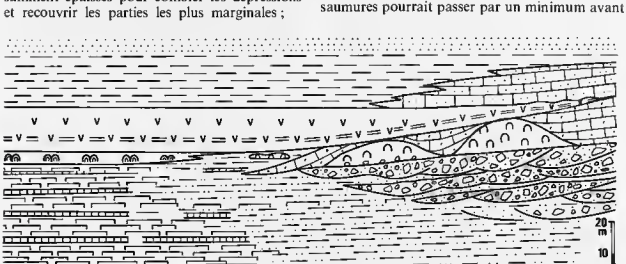
Il est fréquent néanmoins d'observer le recouvrement complet des complexes qui résulte de plusieurs facteurs au demeurant interactifs :

1) une morphologie insuffisamment différenciée ;

2) la pérennité du système évaporatoire permettant des accumulations d'évaporites suffisamment épaisses pour combler les dépressions et recouvrir les parties les plus marginales ;

3) un ajustement du bilan hydrologique (apports liquides et pertes par évaporation) qui limite l'ampleur de l'abaissement du plan d'eau et permet le recouvrement continu des édifices marginaux par les saumures hypersalines. Notons toutefois que ce scénario est susceptible de réduire les qualités du réservoir par une précipitation d'évaporites dans la porosité ;

4) au cours d'une concentration croissante, dans un bassin à niveau variable, le niveau des saumures pourrait passer par un minimum avant



Sables et calcarénites plia-quaternaires
Marnes blanches supra-évaporitiques
Gypse
Stromatolithes inclus dans gypse
Stromatolithes infra-évaporitiques
Laminites marno-diatomitiques
Calcaire fin à Discospirines
Calcaires détritiques et bio-détritiques
Calcaires bioclastiques, faciès de talus
Calcaires bioconstruits à Madréporaires
Conglomérats
Marnes et marnes sableuses infra-évaporitiques

FIG. 10. — Coupe synthétique illustrant les relations entre les principaux groupes de sédiments dans le bassin de Psematismenos à Chypre ; noter : 1) la disparition des laminites en direction des zones d'apports terrigènes grossiers ; les conglomérats témoignent d'une phase d'érosion antérieure au développement des récifs et *a fortiori* des évaporites, 2) l'intercalation des stromatolithes à la transition laminites-évaporites, 3) le recouvrement intégral du dispositif par les évaporites.

Synthetic section showing the relations between the main groups of Messinian sediments in Psematismenos basin (Cyprus). Note : 1) the disappearance of laminites near the coarse terrigenous zone ; the conglomerates indicate an intense erosion prior to the reef build-up and to the forthcoming evaporites, 2) the intercalation of stromatolites at the laminites-evaporites transition, 3) the integral overlap by the evaporites.

Source : MNHN, Paris

de remonter permettant le dépôt de sel en régime transgressif (JAUZEIN, 1984) ;

5) la tectonique synsédimentaire.

Comme le montre la figure 10, de tels cas de recouvrement sont notés dans le Messinien de Chypre (Psematismenos), d'Algérie (partie méridionale du Djebel Murdjadjo) et ont été observés dans le Miocène moyen du Golfe de Suez. Notons que, dans ce dernier exemple, sont réunis d'une manière encore plus nette les différents termes de cette trilogie puisque les dépôts évaporitiques alternent localement avec des laminites marno-diatomitiques et sont associés à des carbonates diagénétiques résultant de phénomènes de réduction bactérienne de sulfates qui attestent de la richesse en matière organique de ces sédiments (ROUCHY *& al.*, 1984 ; PIERRE et ROUCHY, 1986 ; MONTY *et al.*, 1987).

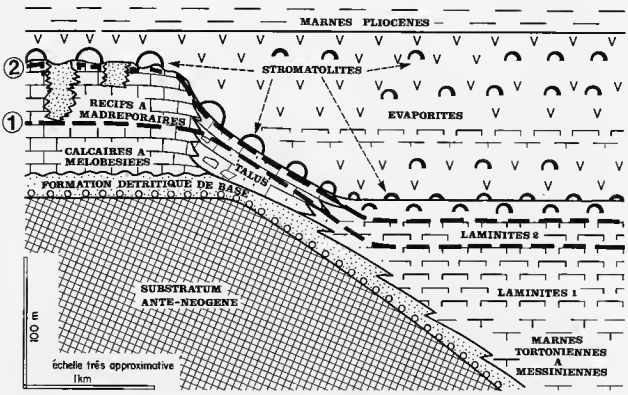


FIG. 11. — Schéma interprétatif des relations entre laminites, évaporites et récifs. Localement, les laminites du type I peuvent se prolonger sous les calcaires bioconstruits. Les lignes 1 et 2 soulignent des isochrones hypothétiques : 1 — fin de l'édification récifale à Mélobésiées et du dépôt des laminites de type 1 ; 2 — début des conditions évaporitiques, fin de l'édification récifale à Corallinaires, colonisation cyanobactérienne.

Interpretative section showing the relations between laminites, reefs and evaporites. Locally, the laminites of first type are directly overlain by the bioconstructed carbonates. The lines 1 and 2 indicate hypothetical isochrons : 1 - end of the red-algae build-up and of the laminites sedimentation ; 2 — end of the coral build-up, beginning of the hypersaline conditions, microbial colonisation.

Source : MNHN, Paris

CONCLUSIONS

L'association entre évaporites et roches bitumineuses a été observée dans de nombreuses séries anciennes et la dépendance génétique soulignée (BRONGERSMA-SANDERS, 1971). BUSSON (1978) a montré l'enchaînement cohérent des faciès issus du confinement d'un corps d'eau marine : laminites à matière organique, carbonates et évaporites. Le Messinien de la Méditerranée qui ne se limite pas au dépôt d'une formation évaporitique d'épaisseur inhabituelle, fournit en fait de remarquables exemples qui peuvent acquérir valeur de modèle pour la compréhension des relations entre les évaporites et les hydrocarbures (fig. 11).

L'évolution paléogéographique du domaine depuis les conditions marines ouvertes jusqu'au dépôt des évaporites est marquée par le développement successif de trois types distincts de milieux à forte productivité organique susceptibles de concentrer des quantités notables de matière organique (upwellings côtiers, isolement, milieux hypersalins). Les édifices carbonatés formant réservoirs ont eux-mêmes enregistrés les grandes phases de l'évolution du milieu (marin ouvert puis marin confiné avec les Mélobésiées et les Coralliaires, évaporitique avec les stromatolithes). La succession et l'agencement régional des corps sédimentaires non seulement permet l'accumulation de matière organique mais encore, dans certains cas, peut être favorable à son piégeage et à sa préservation. On retrouvera ce type d'évolution dans nombre de bassins évaporitiques (Miocène moyen de la Mer Rouge, Silurien du Michigan...), elle permet d'envisager le potentiel pétrolier de la formation messinienne de Méditerranée.

REMERCIEMENTS

Pour ce qui est des complexes récifaux, la démonstration a très largement bénéficié des résultats obtenus par Mme BERNET-ROLLANDE et Mrs A. F. MAURIN et C. MONTY en Espagne méridionale et des nombreuses discussions que nous avons eues. Par ses remarques constructives, J. P. PERTHUISOT a permis d'améliorer la qualité du manuscrit et de l'argumentation. Des éléments ont été empruntés aux observations réalisées au cours de tournées communes avec P. MOISSETTE et J. P. SAINT-MARTIN en Algérie et au Maroc ; D. NOËL et B. C. SCHREIBER ont bien voulu améliorer les textes en anglais. J'exprime à tous ma reconnaissance. Je tiens à remercier Mmes CAMBRELENG, DELÉTOILLE et DESTARAC pour la qualité des dessins, de la dactylographie et des documents photographiques.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANDERSON, R. V. V., 1936. — Geology in the coastal Atlas of Western Algeria. *Geol. Soc. Am. Mém.*, 4 : 450.

ARAMBOURG, C., 1927. — Les poissons fossiles d'Oran. *Mat. Carte géol., Paléont.*, 6 : 291.

ARAMBOURG, C. & MONTENAT, C., 1968. — Le gisement de Poissons fossiles du Miocène supérieur de Columbares (Province de Murcia, Espagne). *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D), **266** : 1649-1651.

ARMSTRONG, A. K., SNAVELY, P. D. & ADDICOT, W. O., 1980. — Porosity Evolution of Upper Miocene

Source : MNHN, Paris

Reefs, Almeria Province, Southern Spain. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, **64** (2) : 188-208.

AWRAMIK, S. M., 1978. — Stromatolites with coccoid and filamentous blue-green algae of Messinian age from site 374, Ionian abyssal plain. *In* HSÜ, K. J., MONTADERT L. *et al.* (eds.), *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, vol. 42A, Washington (U.S. Governement Printing Office) : 665-668.

BAROZ, F., BIZON, G., BIZON, J. J., HEIMANN, K. O., MALLET, J. P., MULLER, C., ORSZAG-SPERBER, F., ROUCHY, J. M. & WEISGERBER, F., 1978. — Le Miocène terminal et le Pliocène dans la région de Polemi (Chypre ouest) ; milieux de dépôt. *C. R. Acad. Sci., Paris*, (D), **286** : 1771-1774.

BERNET-ROLLANDE, M. C., MAURIN, A. F. & MONTY, C. L., 1980. — *Porites* vs. Stromatolites at Santa Pola (Spain) : a Miocene sedimentological puzzle. 26e Congr. Géol. Intern. Paris, 2, sect. : 6-12, 435. Résumé.

BIZON, G., MULLER, C. & VERGNAUD-GRAZZINI, C., 1979. — Paleoenvironmental conditions during the deposition of Late Miocene diatomaceous sediments in Morocco and Cyprus. 7th Intern. Congr. on Medit. Neogene (Athènes, 1979). *Ann. Géol. Pays Hellén.*, (h.s), **1** : 113-128.

BREMMER, J. M., 1981. — Biogenic sediments on the South West African (Namibian) continental margin. *In* THIEDE, J. & SUESS E. (ed.), Coastal Upwellings, Part B : Sedimentary Records of Ancient Coastal Upwelling ; 73-104.

BRONGERSMA-SANDERS, M., 1971. — Origin of major cyclicity of evaporites and bituminous rocks : an actualistic model. *Marine Geology*, **11** : 123-144.

BUSSON, G., 1978. — L'unité des faciès confinés en milieu de plateforme carbonatée. *In* Livre Jubilaire G. FLANDRIN. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 4-5 (4) : 87-112.

BUSSON, G., 1979. — Couches laminées riches en matière organique et précédant les roches salines : les enseignements d'un enchaînement de faciès. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, **75** : 5-18.

BUSSON, G., 1982. — Transposition de données sur les marais salants aux grandes accumulations évaporitiques du passé. *Géol. Méd.*, IX, **4** : 563-591.

CALVERT, S. E., 1966. — Origine of diatom-rich varved sediments from the Gulf of California. *J. Geol.*, **74** : 546-565.

CALVERT, S. E. & PRICE, N. B., 1981. — Geochemistry of Namibian shelf sediments. *In* : THIEDE J. & SUESS, E. (eds.), Coastal Upwelling, Its Sediment Record, Part A : Responses of the Sedimentary Regime to Present Coastal Upwelling ; 337-376.

CASPERS, H., 1957. — Black Sea and Sea of Azov. Transl. by SCHMIDT, K. P. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **67** : 801-890.

CASTANIER, S., 1987. — Microbiologie : processus et modalités de la carbonatogenèse bactérienne. Thèse Doct. Univ. Nantes, 541.

CHEVALLIER, J. P., 1961. — Recherches sur les Madréporaires et les formations récifales de la Méditerranée occidentale. *Mém. Soc. géol. Fr.*, XL, **93** : 562.

CIARANFI, N., DAZZARO, L., PIERI, P., RAPISARDI, L. & SARDELLA, A., 1978. — Preliminary description of some Messinian evaporitic facies along the Abruzzi-Molise boundary. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 1976, **XVI** : 251-260.

CITA, M. B., WRIGHT, R. C., RYAN, W. B. F. & LONGINELLI, A. 1978 c. — Messinian paleoenvironments. *In* : HSÜ, K. J., MONTADERT, *L. et al.* (eds.) : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part 1, Washington (U.S. Government Printing Office) : 1003-1035.

CLASTÈRE, J., 1984. — De la mer aux évaporites : biomasse et production du maillon primaire d'un marais salant (Camargue). Thèse Doct. 3e cycle, Univ. P. et M. CURIE, Paris VI : 422.

COHEN, Y., KRUMBEIN, W. E. & SHILO, M., 1977. — Solar Lake (Sinaï), 2. Distribution of photosynthetic microorganisms and primary production. *Limnol. Oceanogr.*, **22** : 609-620.

CORNÉE, A., 1983. — Sur les bactéries des saumures et des sédiments des marais salants méditerranéens. Importance et rôle sédimentologique. Doc. GRECO, **52** (3) : 126.

CORNÉE, A., 1986. — Étude préliminaire des bactéries des saumures et des sédiments des salins de Santa Pola (Espagne). Comparaison avec les marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). *In* ORTI-CABO, F. & BUSSON, G. (réd.). Introduction à la sédimentologie des salins maritimes de Santa-Pola (Alicante, Espagne). *Rev. Invest. Geol.*, Barcelona, **38/39** : 109-122.

DELFAUD, J. & REVERT, J., 1974. — Observations sur le calcaire à stromatolithes d'âge Miocène terminal du Djebel Murdjadjo (Oran, Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, (D), **279** : 1979-1982.

DEMAISON, J. G. & MOORE, G. T., 1980. — Anoxic Environments and Oil Source Bed Genesis. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, **64** (8) : 1179-1209.

DEROO, G., HERBIN, J. P. & ROUCACHE, J., 1978. — Organic geochemistry of some Neogene cores from sites 374, 375, 377 and 378 : Leg 42 A, Eastern Mediterranean Sea. *In* HSÜ, K. J. & MONTADERT, L. *et al.* (eds.). *In Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, Washington (U.S. Government Printing Office) : 465-472.

Source : MNHN, Paris

DESSAU, G., JENSEN, M. L. & NAKAI, N., 1962. — Geology and isotopic of Sicilian sulfur deposits. *Econ. Geology,* **57** : 410-438.

EDGARD, N. T., SAUNDERS, J. B., BOLLI, H. M., DONNELY, T. N., HAY, N. W., MAURASSE, F., NIETO, H. P., PREMOLI-SILVA, I., RIEDEL, W. R. & SCHNEIDERMANN, N., 1973. — Site 147. *In* : EDGARD, N. T., SAUNDERS, J. B. *et al.* (eds.). *In Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **15**, Washington (U.S. Government Printing Office) : 179-188.

EHRLICH, A., 1975. — The diatoms from the Surface Sediments of the Bardawill Lagoon (Northern Sinai). Paleoecological Significance. *Nova Hedwigia,* **53** : 253-277.

EHRLICH, A. & DOR, I., 1985. — Photosynthetic microorganisms of the Gavish Sabkha. *In* FRIEDMAN, G. M. & KRUMBEIN, W. E. (ed.). *Hypersaline Ecosystems, The Gavish Sabkha.* Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York : 296-321.

ESTEBAN, M., 1979. — Significance of the Upper Miocene Coral reefs of the Western Mediterranean. *In* : CITA, M. B. & WRIGHT, R. (ed.) : Geodynamic and biodynamic effects of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean. *Pal. Pal. Pal.,* **29** : 169-188.

EVANS, R. & KIRKLAND, D. W., 1988. — Evaporitic environments as a source of petroleum. *In* SCHREIBER B. C. (ed.), *Evaporites and Hydrocarbons.* Columbia University Press, New York, p. 256-299.

FABRICIUS, F. H., HEIMANN, K. O. & BRAUNE, K., 1978. — Comparisons of site 374 with circumionian land sections ; implications for the Messinian " salinity crisis " on the basis of a " dynamic model ". *In* : HSÜ, K. J. & MONTADERT, L. *et al.* (eds.). *In Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42,** part 1, Washington (U.S. Government Printing Office) : 927-942.

GARDETTE, D., 1979. — Apport de l'étude des diatomées et des silicoflagellés à la biostratigraphie. Reconstitution du Messinien de Méditerranée : analyse de quelques tripolis du passage Mio-Pliocéne à Chypre, en Crète et au Maroc. Thése Doct. 3e cycle, Univ. Paris-Sud : 274.

GAUDANT, J., 1977. — Signification bathymétrique, paléoclimatique et paléogéographique de l'ichthyofaune marine du Miocène terminal de la Méditerranée occidentale. Remarques préliminaires. *Bull. Mus. natn. Hist. nat.*, (3), **518**, sér. C, Sci. de la Terre, **70** : 137-148.

GERSONDE, R. & SCHRADER, H., 1984. — Marine planktic diatom correlation of lower-Messinian deposits in the Western Mediterranean. *Marine Micropaleontol.*, **9** (2) : 93-110.

GOURINARD, Y., 1952. — Le littoral oranais (mouvements verticaux et anomalies gravimétriques). 19e Congr. géol. intern., Alger, 1952. *Monogr. région* (1re sér.), **22** : 62.

GRIPENBERG, S., 1939. — Sediments of the Black Sea. *In* : TRASK, P. D. (ed.), Recent Marine Sediments. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* : 298-321.

GUCLUER, S. M. & GROSS, G. M., 1964. — Recent marine sediments in Saanich inlet, a stagnant marine basin. *Limnol. Oceanogr.*, **9** : 359-376.

GUELORGUET, O. & PERTHUISOT, J. P., 1983. — Le domaine paralique : expressions géologique, biologique et économique du continent. Trav. Lab. Géol. École Normale Sup. : 136.

HAMMER, U. T., 1981. — Primary production in saline lakes. *Hydrobiologia,* **81** : 47-57.

HARDIE, A. H. & EUGSTER, H. P., 1971. — The depositional environment of marine evaporites : a case for shallow, clastic accumulation. *Sedimentology,* **16** : 187-220.

HENRICH, S. M. & FARRINGTON, J. W., 1984. — Peru upwelling region sediments near 15° S : I. Remineralisation and accumulation of organic matter. *Limnol. Oceanogr.,* **29** : 1-19.

HSÜ, K. J., CITA, M. B. & RYAN, W. B. F., 1973 a. — The origin of the Mediterranean evaporites. *In* : RYAN, W. B. F. *et al* (ed.) : *In Rep. Deep Sea Drill. Proj.,* **13,** Washington (U.S. Government Printing Office) : 1203-1231.

INGLE, J. C., 1980. — Depositional history and significance of Neogene diatomites from the Pacific rim. 26e Congr. Géol. Intern., Paris : 487, résumé.

JAUZEIN, A., 1984. — Sur la valeur de quelques hypothèses relatives à la genèse des grandes séries salines. *Rev. Géogr. ph. et Géol. dyn.*, **25** (3) : 149-155.

KIRKLAND, D. W. & EVANS, R., 1981. — Source-rock potential of evaporitic environment. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.,* **65** : 181-190.

KRISSEK, L. A. & SCHEIDEGGER, K. F., 1981. — Environmental controls on sediment texture and composition in low oxygen zones off Peru and Oregon. *In* : THIEDE, J. & SUESS, E. (eds.), *Coastal Upwellings, Its Sediment Records,* Part B : Sedimentary Record of Ancient Coastal Upwelling : 163-180.

KRUMBEIN, W. E. & COHEN, Y., 1977. — Primary production, mat formation and lithification : contribution to oxygenic and facultative anoxygenic cyanobacteria. *In* : FLÜGEL, E. (eds.), *Fossil Algae.* Springer, Berlin, Heidelberg, New York : 37-56.

Source : MNHN, Paris

LO CICERO, G. & CATALANO, R., 1978. — Facies and petrography of some Messinian evaporites of the Ciminna basin (Sicily). *In* : CATALANO, R. *et al.* (ed.) : Messinian evaporites in the Mediterranean. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 1976, **XVI** : 63-81.

LOUIS, M. & SALLE, C., 1954. — Étude géologique et géochimique des indices du Miocène supérieur du bassin du Chélif. 19e Congr. Géol. et Intern. (Alger, 1952). *C. R., fasc.* **14** : 229-246.

MCKENZIE, J. A., JENKYNS, H. C. & BENNETT, G. G., 1979. — Stable isotope study of the cyclic diatomite-claystones from the Tripoli formation, Sicily : a prelude to the Messinian salinity crisis. *In* : CITA, M. B. & WRIGHT, R. (eds.) : Geodynamic and biodynamic effects of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean. *Pal., Pal., Pal.*, **24** : 125-142.

MAURIN, A. F., MONTY, C. L. & BERNET-ROLLANDE, M. C., 1980. — The Miocene *Porites* reef of Santa Pola (Spain). 26e Congr. Géol. Intern., Paris, **II** : 6-12, résumé.

MONNIER, M., 1978. — La formation à tripolis du Messinien du bassin de Caltanissetta (Sicile). Étude géologique, caractérisation géochimique de la matière organique et estimation du potentiel pétrolier. Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Franche-Comté : 194.

MONTADERT, L., LETOUZEY, J. & MAUFFRET, A., 1978. — Messinian event : seismic evidence. *In* : HSÜ, K. J. & MONTADERT, L. *et al.* (eds.) : *In : Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part I, Washington (U.S. Government Printing Office) : 1037-1050.

MONTY, C. L. V., MAURIN, A. F. & BERNET-ROLLANDE, M. C., 1980. — Miocene stromatolitic reefs from S.E. Spain. 26e Congr. Géol. Intern., Paris, **II**, 6-12 : 521 (résumé).

MONTY, C. L. V., ROUCHY, J. M., MAURIN, A., BERNET-ROLLANDE, M. C. & PERTHUISOT, J. P., 1987. — Reef-stromatolites-evaporites facies relationships from Middle Miocene examples of the Gulf of Suez and Red Sea. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, vol. **13** : 133-188.

NESTEROFF, W. D., 1973. — Pétrographie des évaporites messiniennes de la Méditerranée. Comparaison des forages JOIDES-DSDP et des dépôts du bassin de Sicile. *In* : DROOGER, C. W. (ed.) : Messinian events in the Mediterranean. *Kon. Ned. Akad. Wetensch.* : 111-123.

NESTEROFF, W. D. & GLACON, G., 1977. — Le caractère rythmique des évaporites messiniennes en Méditerranée orientale (coupe d'Eraclea-Minoa, Sicile). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **19** : 489-500.

NOËL, D., 1982. — Les diatomées des saumures des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). *Géol. Méd.*, **IX**, (4) : 413-446.

NOËL, D., 1986. — Les diatomées des saumures et des sédiments de surface du salin de Bras del Port (Santa Pola, province d'Alicante, Espagne). *In* : ORTI-CABO, F. & BUSSON, G. (rédi.), Introduction à la sédimentologie des salins maritimes de Santa Pola (Alicante, Espagne). *Rev. Invest. Geol.*, Barcelona : 79-108.

OGNIBEN, L., 1957. — Petrografia della serie siciliana e considerazioni geologiche relative. *Mem. descr. Carta geol. Ital*, 33, 275.

ORSZAG-SPERBER, F., ROUCHY, J. M., BIZON, J. J., CRAVATTE, J. & MULLER, C., 1981. — La sédimentation messinienne dans le bassin de Polemi (Chypre). *In* : ORSZAG-SPERBER, F. & ROUCHY, J. M. (rédi.). Les aspects géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée. *Géol. Méd.*, **VII**, (1) : 91-102.

PALMER, S. E. & ZAMBURGE, J. E., 1981. — Organic Geochemistry of Upper Miocene Evaporite Deposits in the Sicilian Basin, Sicily. *In* : BROOKS, J. (ed.) : *Organic maturation studies and fossil fuel exploration*. New York, Academic Press : 393-426.

PELET, R. & DEBYSER, Y., 1977. — Organic geochemistry of Black Sea cores. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41** : 1575-1586.

PERRODON, A., 1957. — Étude géologique des bassins néogènes sub-littoraux de l'Algérie occidentale. *Bull. Serv. Carte géol. Alger.*, (n.s.), **12** : 328.

PIERRE, C., 1982. — Teneurs en isotopes stables (^{18}O, ^{2}H, ^{13}C, ^{34}S) et conditions de genèse des évaporites marines : application à quelque milieux actuels et au Messinien de la Méditerranée. Thèse, Université Paris-sud, Orsay : 266.

PIERRE, C. & ROUCHY, J. M., 1986. — Sedimentological and geochimical diagnostic features of carbonate replacements after sulfate evaporites : application to the example of the Middle Miocene of Egypt : *In Geochemistry of the Earth Surface and Processes of Mineral Formation*, Granada, Spain, abstract : 28-29.

PIERRE, C. & ROUCHY, J. M., 1988. — Sedimentary and diagenetic evolution of Messinian evaporites in the Tyrrhenian Sea (Leg 107 ODP, sites 652, 653, 654). The petrographic, mineralogical and stable isotope records. *In* : KASTENS, K. & MASCLE, J. *et al.* (eds.) : *In Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, vol. 107, part B, Washington (U.S. Government Printing Office), sous-presse.

ROUCHY, J. M., 1976. — Mise en évidence de nannoplancton calcaire dans certains types de gypse finement lité (balatino) du Miocène terminal de

Source : MNHN, Paris

Sicile et conséquences sur la genèse des évaporites méditerranéennes de cet âge. *C. R. Acad. Sci. Paris*, (D), **282** : 13-16.

ROUCHY, J. M., 1982. — La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, Paris, (C), **50** : 267.

ROUCHY, J. M. & RENEIX, S. — 1979. — Quelques gisements messiniens de bivalves (formations des tripolis d'Algérie et du Maroc). Signification paléoécologique. 7th Intern. Congr. Medit. Neogene (Athènes, 1979). *Ann. géol. Pays hellèn.*, (h.s.), **3** : 1061-1070.

ROUCHY, J. M. & PIERRE, C., 1979. — Données sédimentologiques et isotopiques sur les gypses des séries évaporitiques messiniennes d'Espagne méridionale et de Chypre. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, **21** (4) : 267-280.

ROUCHY, J. M. & MONTY, C. L. V., 1981. — Stromatolites and cryptalgal laminites associated with Messinian gypsum of Cyprus. *In* : MONTY, C. L. V. (ed.) : *Phanerozoic stromatolites*. Springer-Verlag, Heidelberg, London, New York : 155-178.

ROUCHY, J. M., CHAIX, C. & SAINT-MARTIN, J. P., 1982. — Importance et implications de l'existence d'un récif corallien messinien sur le flanc sud du Djebel Murdjadjo (Oranie, Algérie). *C. R. Acad. Sci., Paris*. **294** : 813-816.

ROUCHY, J. M., MONTY, C., PIERRE, C., BERNET-ROLLANDE, M. C., MAURIN, A. & PERTHUISOT, J. P., 1985. — Genèse des corps carbonatés diagénétiques par réduction de sulfates dans le Miocène évaporitique du Golfe de Suez et de la Mer Rouge. *C. R. Acad. Sci., Paris*, **301** : 1193-1198.

ROUCHY, J. M., SAINT-MARTIN, J. P., MAURIN, A. & BERNET-ROLLANDE, M. C., 1986. — Évolution et antagonisme des communautés bioconstructrices animales et végétales à la fin du Miocène en Méditerranée occidentale : biologie et sédimentologie. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*. **10** (2) : 333-348.

RYAN, W. B. F., CITA, M. B., DREYFUS-RAWSON, M., BURCKLE, M. & SAITO, T., 1974. — A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean "Salinity crisis". *Riv. ital. Paleontol. Stratigr.*, 80 : 631-688.

SAINT-MARTIN, 1987. — Les formations récifales coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. Aspects paléoécologiques et paléogéographiques. Thèse Doct. État, Univ. Aix-Marseille I, 3 vol. : 499.

SAINT-MARTIN, J. P., CHAIX, C. & MOISSETTE, J., 1983. — Le Messinien récifal d'Oranie (Algérie) : une mise au point. *C. R. Acad. Sci., Paris*, **297** : 545-547.

SANTISTEBAN, C., 1981. — Petrología y sedimentología de los materiales del Mioceno superior de la Cuenca de Fortuna (Murcia) a la luz de la teoria de la crisis de salinidad. Thesis Doct. Univ. Barcelona, **3 t** : 275.

SCHRADER, H. J., 1978. — Quaternary through Neogene history of the Black Sea, deduced from the paleoecology of Diatoms, Silicoflagellates, Ebridians and Chrysomonads. *In* : ROSS, D. A., NEPROCHNOY, Y. P. *et al.* (eds.), *In Rep. Deep Sea Drill Proj.*, vol. **42** B, Washington (U.S. Government Printing Office) : 789-902.

SCHRADER, H. J. & GERSONDE, R., 1978. — The Late Messinian Mediterranean brackish to freshwater environment, diatom floral evidence. *In* : HSÜ, K. J., MONTADERT, L. *et al.* (eds.) : *In Rep. Deep Sea Drill Proj.*, **42**, part **I**, Washington (U.S. Government Printing Office) : 761-775.

SCHREIBER, B. C., 1973. — Survey of the physical features of Messinian chemical sediments. *In* : DROOGER, C. W. (ed.) : Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Watensch.*, 101-110.

SCHREIBER, B. C., 1978. — Environments of subaqueous gypsum deposition. *In* : DEAN E. & SCHREIBER, B. C., Marine evaporites. *SEPM short course n° 4* : 43-73.

SCHREIBER, B. C., 1988. — Relationship of evaporites and hydrocarbon accumulations. Ce volume.

REPAL, S. N., 1952. — Le bassin néogène du Chélif. Publ. XIX[e] Congr. Géol. Intern., Alger, 1951. *Monogr. région.*, (1[er] sér.), **16** : 56.

STURANI, C., 1978. — Messinian facies in the Piedmont basin. *In* : CATALANO, R. *et al.* (ed.) : Messinian Evaporites in the Mediterranean. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 1976, **XVI** : 11-28.

SUMMERHAYES, C. P., 1981. — Sedimentation of organic matter in upwelling regimes. *In* : THIEDE, G. & SUESS, E. (ed.), *Coastal Upwellings, Its Sediment Record*, Part B : Sedimentary Records of Ancient Coastal Upwelling : 29-72.

TEN HAVEN, H. L., DE LEEUW, J. W. & SHENK, P. A., 1985. — Organic geochemical studies of a Messinian evaporite basin, Northern Apennines (Italy). I : hydrocarbons biological markers for a hypersaline environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49** : 2181-2191.

THOMAS, J. C. & GEISLER, D., 1982. — Peuplements benthiques à Cyanophycées des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). *Géol. Mag.*, **IX** (4) : 391-412.

Source : MNHN, Paris

VAI, G. B. & RICCI-LUCCHI, F., 1977. — Algal crusts, autochtonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin : a case history from the Messinian of Northern Apennines. *Sedimentology*, **24** : 211-244.

VAN DER ZWAAN, G. J., 1979. — The pre-evaporite Late Miocene environment of the Mediterranean : stables isotopes of planktonic foraminifera from section Falconara, Sicily. *Kon. ned. Akad. Wetensch*, **82** : 487-502.

WARREN, J. K., 1986. — Shallow-water evaporitic environments and their source rock potential. *J. Sediment. Petrol.*, **56** (3) : 442-454.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

La matière organique du bassin salifère paléogène de Bresse : caractérisation par pyrolyse Rock-Eval, relation avec l'uranium et détection par spectrométrie du rayonnement gamma naturel

*Alain CURIAL * et Robert MORETTO ***

* Université Claude-Bernard, Lyon I
Centre des Sciences de la Terre
CNRS UA 1209
27-43, Boulevard du 11 Novembre
69622 Villeurbanne Cedex

** Université de Nancy I,
Laboratoire de Géologie des Ensembles Sédimentaires
CNRS UA 1209
BP 239
54506 Vandoeuvre-Les-Nancy Cedex

RÉSUMÉ

Le Paléogène de Bresse méridionale comporte une puissante série salifère à laquelle sont associés, soit en son sein, soit dans sa couverture, des horizons recélant de la matière organique (MO). Cette MO fait l'objet de deux études complémentaires. L'une est basée sur les résultats de la pyrolyse Rock-Eval et montre que les niveaux les plus riches sont situés dans la partie supérieure du Salifère ainsi que dans les premiers mètres de sa couverture. La MO n'a subi qu'une faible évolution diagénétique. Les liens qui existent entre les

CURIAL, A. & R. MORETTO, 1988. — La matière organique du bassin salifère paléogène de Bresse : caractérisation par pyrolyse Rock-Eval, relation avec l'uranium et détection par spectrométrie du rayonnement gamma naturel. *In* : G. BUSSON (ed.), Evaporites et Hydrocarbures. *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, (C), **55** : 71-94. Paris ISBN 2-85653-155-5.

Source : MNHN, Paris

types de MO (II et III presque exclusivement) et la lithologie (carbonates, évaporites, argiles) sont examinés, ainsi que la répartition spatiale des types entre la zone de dépôt-centre du bassin et les secteurs marginaux méridionaux, plus sensibles aux apports continentaux. La seconde étude concerne l'application potentielle de la diagraphie de spectrométrie (analyse U-Th-K) au dosage simultané des argiles et de la MO. Une corrélation linéaire positive entre uranium et carbone organique total est mise en évidence, et l'incidence d'une variation des taux d'argiles sur cette relation est abordée. L'uranium étant lié pour partie aux faciés argileux et pour partie à la matière organique, la connaissance des fluctuations verticales de l'argilosité (quantifiable par les mesures de Th et K) rend potentiellement possible l'évaluation indirecte du carbone organique par les mesures d'uranium. La confrontation des enregistrements de gamma ray spectral entre plusieurs sondages permet de suivre l'évolution latérale du détritisme argileux et de la MO.

ABSTRACT

The organic matter of the Paleogene salt basin of Bresse (France) : characterization by Rock-Eval pyrolysis, relation with uranium content, and detection by gamma ray spectrometry logs.

We examine the Paleogene evaporite formation of Southern Bresse basin, located in the south-eastern France (portion of the intracontinental West European Rift). These formations include a thick salt sequence (about 1 400 m in the center of the basin) mainly composed of halite. Organic-C-rich clay-carbonate layers occur either interstratified within the salt deposits or enclosed within the overlying formations. The organic matter (OM) was subjected to a double set of studies. The first lies upon the results of Rock-Eval pyrolysis which show that the richer layers are located in the upper part of the salt sequence and in the first meters of its sedimentary cover (breccia due to halite synsedimentary solutions). This OM underwent only a slight diagenetic evolution. The relation of the OM types (mainly II & III) to the lithology (carbonates, evaporites, shales) is examined. Type II-OM is located in the central area of the basin and grades into type III in marginal areas to the South, where the terrigenous input was more substantial. The second set deals with the application of natural gamma ray spectrometry logs (U-, Th- and K-measurements) to both clay and OM content evaluation. Within organic-rich source rocks, the common association between uranium and organic matter may produce a greater natural radioactivity than the one of rocks displaying a similar lithology but missing OM. This characteristic is used in certain evaluation methods of OM content using well-log measurements. After some general information about U-OM relationships and a review of the OM evaluation and detection methods from well-logs, comparisons drawn between gamma ray spectrometry logs and core chemical analyses establish some relations between clay abundance and the amount of each of these radioelements. These relations seem to be polynomial (second degree) for Th and K. For the U-clay relation, the data are very scattered because of the OM presence. A positive linear correlation between uranium amount (analyzed by fluo.X) and total organic carbon (measured by Rock-Eval II with TOC module) is documented and the influence of variations in clay abundance on this relation is discussed in turn. Since uranium content is linked partly to argillaceous abundance and partly to OM content, a knowledge of the vertical changes in clay abundance (estimated from the Th-, K-measurements) permits indirect evaluation of the organic carbon content from the uranium log. Spatial distributions of both argillaceaous deposits and organic matter can be inferred from well to well comparisons of the spectrometry gamma ray logs, based on an evaluation of integrated surface areas of the K, Th and U curves.

INTRODUCTION

Dans de nombreux bassins évaporitiques d'âges variés, les roches salifères sont très souvent associées à des faciès riches en matière organique (MO). Cette association est si fréquente qu'elle peut être considérée comme un véritable enchaînement de faciés (BUSSON, 1979). C'est le cas, par exemple, des dépôts continentaux de la Green River Formation (Éocène du Wyoming et de l'Utah, États-Unis), du Zechstein (Permien d'Europe du Nord), de la série du Paradox (Carbonifère de divers états américains). Plus proche du bassin salifère de Bresse, et dans des terrains de même âge (Éocène-Oligocène), des faciés riches en matière organique ont été reconnus dans les formations du bassin potassique de Mulhouse (BLANC-VALLERON, 1986 a & b).

Deux études de la MO, fondées sur des méthodes complémentaires, ont été menées sur

Source : MNHN, Paris

la Série Salifère paléogène de Bresse méridionale. L'une est orientée vers la caractérisation de la MO à l'aide de la pyrolyse Rock-Eval (R. MORETTO). L'examen porte sur les séries de centre de bassin et sur les formations plus marginales enrichies en sédiments détritiques. La seconde étude (A. CURIAL) est fondée sur l'utilisation des enregistrements de spectrométrie du rayonnement gamma naturel dans le but d'évaluer les proportions d'argiles et le contenu organique des formations.

STRATIGRAPHIE DU SALIFÈRE BRESSAN DANS LA RÉGION D'ETREZ

Le bassin salifère bressan est situé dans la partie méridionale du fossé tectonique de la Saône (fig. 1). Il occupe une partie de la Bresse burgienne et se prolonge quelque peu en Bresse louhannaise par un appendice dont l'extension vers le NE est actuellement inconnue. Deux seuils majeurs ont guidé la sédimentation halitique : le seuil de Cormoz, d'orientation environ N50, et le seuil de Limonest (LEFAVRAIS-RAYMOND, GANNAT & CAVELIER, 1984), orienté approximativement N20. Ce dernier a joué un rôle important dans la répartition du matériel détritique en guidant les apports méridionaux et en favorisant leur épandage vers le Nord (CURIAL, 1987).

Les dépôts halitiques les plus puissants sont situés dans la région d'Etrez : le Paléogène atteint 1 600 m d'épaisseur et comporte près de 1 400 m de formations salifères. C'est dans cette zone de dépôt-centre que Gaz de France a implanté un champ de stockage d'hydrocarbures en cavités salines (champ d'Etrez) ou 19 sondages ont été réalisés à ce jour. Les dépôts salifères ont été subdivisés en 5 unités notées E1, pour la plus récente, à E5, pour la plus ancienne (fig. 2 : nomenclature établie par l'I.F.P. et G.D.F., puis complétée par GOY & BUSSON, 1980, pour l'unité évaporitique présalifère E6).

La série salifère inférieure, ou unité E5 (environ 630 m), est essentiellement constituée par de la halite, en majeure partie diagénétique, plus ou moins riche en matériel carbonaté et anhydritique, ou argileux (une description précise des faciés rencontrés dans les trois séries salifères est disponible *in* MORETTO, 1987).

La série stérile intermédiaire (unité E4) est épaisse d'environ 220 m. Dans sa partie inférieure (50 m), elle présente une alternance d'amplitude métrique à décamétrique de couches de sel primaire (halite laiteuse syngénétique, riche en inclusions fluides) et de bancs d'argilites verdâtres (« argilites de base », intervalle E4B). La partie supérieure de la série (intervalle E4A) est composée par une alternance d'horizons de halite primaire et de bancs de calcaire argileux finement laminés. Les données palynologiques attribuent un âge Éocène supérieur aux unités E5 et E4, la limite avec l'Oligocène étant située approximativement au toit de la série stérile intermédiaire (MORETTO, 1987).

La série salifère supérieure (unités E3, E2 et E1), épaisse d'environ 420 m, est à dominante halitique. La halite de l'unité E3 est essentiellement syngénétique et, comme dans le cas de l'unité E4, la stratification originelle des dépôts est conservée. Elle montre de nombreux bancs argilo-carbonatés décimétrique intercalés dans le sel. En revanche, la halite des unités E2 et E1 est surtout d'origine diagénétique, caractère qui rapproche ces deux unités de la série salifère inférieure. Le caractère primaire ou secondaire (dans le sens syn- ou diagénétique) des dépôts salifères a été reconnu, dans les intervalles non carottés, à partir des courbes de pendagemétrie (SERRA & CURIAL, 1985 ; CURIAL, 1986-87). Quelques horizons plurimétriques d'argilites s'insèrent dans les unités E3 à E1. Il s'agit en particulier de l'intervalle stérile correspondant au repère sismique H5 et du banc repère H4A.

En contact immédiat avec le toit de la Série Salifère vient un horizon particulier d'aspect bréchique (une dizaine de mètres en moyenne), mis en relation avec des phénomènes de dissolution précoce de dépôts halitiques (« brèche de contact avec le sel » ; KIENER, 1984). L'extension de ces phénomènes a été reconnue à l'échelle du champ d'Etrez (MORETTO, 1985 ; CURIAL & MORETTO, 1985) puis à celle du bassin (CURIAL, 1986).

Source : MNHN, Paris

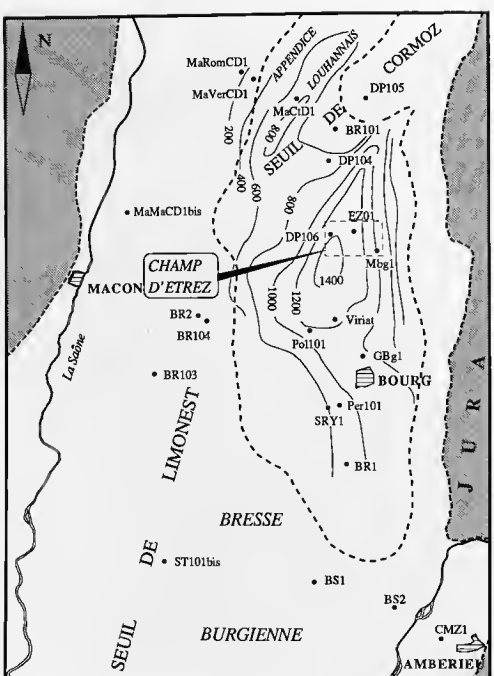


FIG. 1. — Carte de la Bresse méridionale (burgienne) et de la partie sud de la Bresse louhannaise, situation des principaux sondages profonds.

En grisé : socle cristallin et terrains mésozoïques. En tiretés : limite des faciès halitiques au maximum de leur extension. Les courbes représentent les isopaques (en mètres) des formations salifères et de leurs équivalents latéraux. Ces courbes sont déduites des données de sismique (LEROY, 1984) et de sondages.

Geographic map of southern Bresse basin (" Bresse burgienne " and southern part of " Bresse louhannaise ") and location of main deep wells.

In grey : basement and mesozoic formations. Dashed line : maximum extension limit of halitic facies. Curved lines represent isopachytes (in meters) of salt formations and their lateral equivalents. These ones are deduced from seismic (LEROY, 1984) and well log data.

Source : MNHN, Paris

CARACTÉRISATION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE DU BASSIN BRESSAN

Méthode d'analyse par pyrolyse Rock-Eval

Les analyses de la MO des sédiments non halitiques ont été effectuées par pyrolyse Rock-Eval á l'Institut Français du Pétrole (appareil Rock-Eval II muni d'un module de carbone).

La méthode de pyrolyse Rock-Eval (Espitalié *et al.*, 1977 ; Espitalié, Deroo & Marquis, 1985-86) permet de caractériser très rapidement le contenu organique des roches par l'intermédiaire de paramétres tels que :

— la quantité d'hydrocarbures libres (gaz et huile) obtenue par le pic S1 de l'enregistrement (en mg HC/g de roche) ;

— la teneur en composés hydrocarbonés issus du craquage du kérogène. Elles correspond au pic S2 de l'enregistrement (en mg HC/g de roche). Ce pic S2 est appelé potentiel pétrolier résiduel car il représente les hydrocarbures que peut produire une roche au cours d'une évolution ultérieure ;

— la teneur en composés oxygénés, en mg CO_2/g de roche, exprimée par le pic S3 ;

— la température atteinte au sommet du pic S2, appelée Tmax, caractérisant le degré d'évolution de la MO.

— la teneur en carbone organique résiduel, en % pondéral, obtenue par combustion de l'échantillon préalablement pyrolysé.

Ces paramétres permettent de calculer :

— la teneur en carbone organique total ou COT (en % pondéral) qui est la somme du carbone organique résiduel et du carbone organique pyrolysé ;

— l'index d'hydrogéne ou IH, en mg HC/g de COT (calculé á partir de S2) ;

— l'index d'oxygène ou IO, en mg CO_2/g de COT (calculé á partir de S3) ;

— l'index de production ou IP (rapport des hydrocarbures libres S1 sur l'ensemble des composés hydrocarbonés S1 + S2).

Des diagrammes IH/IO et IH/Tmax permettent de définir le type et le degré de maturation de la MO. Trois lignées principales sont reconnues : la lignée I d'origine algaire et microbienne (Tissot & Welte, 1978), la lignée II d'origine planctonique dite « marine » (Tissot *et al.*, 1974 ; Tissot & Welte, 1978), la lignée III d'origine continentale (végétaux supérieurs) (Tissot & Welte, 1978).

Résultats

La zone de dépôt-centre d'Etrez

Les analyses portent sur une centaine d'échantillons (tab. 1) prélevés dans 14 carottes de 18 métres réparties au sein des différentes unités de la Série Salifére (fig. 3). De plus, 22 échantillons ont été prélevés tous les 50 cm sur les carottes provenant du sondage EZ 15 (situation fig. 2) et concernant la bréche qui coiffe le Salifère.

La série salifère inférieure E5

La série salifère inférieure E5 est essentiellement constituée par un sel á halite phénoblastique d'origine diagénétique. Les niveaux non halitiques associés sont généralement peu épais et n'excédent pas un métre de puissance.

Les analyses effectuées à *la base de l'intervalle le plus profondément carotté* correspondent á des échantillons prélevés dans les carottes K6 et K7 du sondage EZ 10 (tab. 1). Les teneurs en COT sont inférieures á 1 %, avec des valeurs parfois trés faibles (moins de 0,50 %) dans les échantillons les plus sulfatés. Ces derniers montrent également un potentiel pétrolier S2 moins élevé que dans les autres faciés oú il dépasse souvent 3 mg HC/g de roche. Alors que la plupart des valeurs S1 se situent aux environs de 0,60 mg HC/g

Source : MNHN, Paris

TABLEAU. 1. — Valeurs des paramètres obtenus par pyrolyse Rock-Eval sur des échantillons issus de diverses carottes des séries salifères de Bresse et de leur couverture immédiate (d'après MORETTO, 1987). Valeurs en gras : valeurs non prises en considération.

Nature des faciès :

— A : Argileux ; — C : carbonatès ; — S : sulfatès ; — L : lignite ; — A.Sab : argilo-sableux.

Parameter values obtained by Rock-Eval pyrolysis for core samples of the salt sequence and the overlying sediments (after MORETTO, 1987).

Nature of the lithofacies :

— A : clay ; — C : carbonate ; — S : sulfate ; — L : lignite ; A.Sab : clay-sand.

n° Echant.	Cote Sondage	% $CaCO_3$	Tmax	S1 mg HC/g de roche	S2 mg HC/g de roche	IP	COT (%)	IH mg HC/g de COT	IO mg HC/g de COT	FACIES	
K3 et K6 – EZ 15 (toit du salifère = zone de transition)											
1	701,50	41	420	0,38	3,37		1,01	333		S.C.	
2	702,00	70	425	0,14	1,42		0,55	258		C.	
3	702,50	68	422	0,52	4,10		1,00	410		C.	
4	703,00	77	422	0,08	0,56		0,19	294		C.	
5	703,50	24	423	0,19	1,71		0,52	328		S.	
6	704,00	58	428	0,33	3,10		0,76	407		C.S.	
7	704,50	60	427	0,27	2,83		0,70	404		C.	
8	705,00	75	429	0,68	6,90		1,29	534		C.	
9	706,50	64	431	0,29	3,84		0,89	431			
10	706,85	66	430	0,13	2,47		0,82	301			
11	707,00	70	431	0,17	2,98		1,13	263			
12	707,50	74	431	0,08	1,82		0,78	233			
13	708,00	66	436	0,16	3,69		1,15	338		C.A. à C.	Zone de transition
14	708,50	61	436	0,13	2,30		0,74	310			
15	709,00	55	436	0,20	4,00		1,11	360			
16	709,50	55	433	0,39	6,11		1,16	526			
17	710,00	62	427	0,74	9,87		1,61	619			
18	710,50	65	429	0,26	3,59		0,88	407			
19	711,00	59	428	0,23	3,28		0,98	334			
20	711,50	60	427	0,17	2,77		0,86	322			
21	712,00	63	431	0,13	2,25		0,73	308			
22	712,50	60	436	0,16	2,74		0,61	449			
23	713,00	70	439	0,36	0,59		1,41	509			
24	713,40	68	435	0,32	7,01		1,34	523			
K1 – EZ 13 (sommet de E1)											
25	722,80	50	443	0,61	6,33	0,09	1,68	376	238	C.A.	
26	723,25	51	441	0,47	4,24	0,10	1,32	321	228	C.A.	
27	726,30	32	435	0,47	3,34	0,12	0,69	484		S.C.	
28	731,30	32	437	0,22	1,36	0,14	0,42	323	230	S.C.	
29	734,70	40	432	0,41	2,24	0,16	0,49	457	271	S.C.	
30	736,75	12	419	0,18	0,88	0,17	0,26	338	188	S.	
K2 – EZ 13 (contact E1 – E2)											
31	842,60	31	431	0,38	0,89	0,30	0,77	115	463	A.C.	
32	845,55	47	430	0,26	1,25	0,17	0,91	137	191	C.S.	
33	847,45	51	438	0,47	1,63	0,22	0,67	243	332	C.A.	
34	850,70	10	436	0,45	1,24	0,27	0,33	375	276	S.	
35	853,30	11	428	0,22	0,81	0,22	0,27	300	159	S.	
36	856,20	5	486	0,11	0,51	0,18	0,12	425	166	S.	
K3 – EZ 56 (milieu de E2)											
37	911,85	25	435	0,38	1,14	0,24	0,26	438	380	S.C.	
38	913,45	19	434	0,50	1,59	0,24	0,43	369	295	S.	
39	917,40	18	438	0,46	1,62	0,22	0,39	417	197	S.	
40	920,75	41	439	0,50	2,03	0,20	0,54	375	433	S.C.	
41	923,25	29	435	0,52	1,10	0,32	0,57	192	378	S.C.	
K4 – EZ 10 (contact E2 – E3)											
42	920,70	27	421	0,09	0,39	0,19	0,64	60		A.	
43	922,20	24	426	1,98	0,50	0,80	0,52	96		A.	
44	925,05	59	431	0,60	2,28	0,21	0,64	356	418	C.S.	
45	929,25	18	433	0,75	1,18	0,39	0,59	200	589	A.	
46	932,60	21	433	2,76	1,79	0,61	0,69	259	172	S.C.	
47	935,70	21	419	0,39	0,32	0,56	0,39	82		A.	
K2 – EZ 10 (sommet de E3)											
48	936,85	24	428	0,54	1,43	0,28	0,56	255	489	A.	
49	940,85	27	433	1,85	2,18	0,46	0,66	327	163	A.C.	
50	943,75	60	440	2,24	3,16	0,41	0,98	322	300	C.	
51	947,40	6	410	0,24	0,51	0,32	0,19	268	347	S.	
52	948,60	21	431	0,35	1,27	0,22	0,23	552	265	S.	
53	953,95	41	430	0,80	1,12	0,42	0,65	172	696	C.S.	
K10 – EZ 08 (milieu de E3)											
54	1 071,20	63	429	0,72	2,45	0,23	0,52	471	361	C.	
55	1 075,80	76	435	0,74	2,38	0,24	0,65	366	369	C.	
56	1 077,70	12	424	1,00	1,36	0,42	0,44	309	284	S.A.	
57	1 080,50	63	435	0,97	2,65	0,27	0,71	373	325	C.	
58	1 084,15	65	437	0,72	2,34	0,24	0,83	281	346	C.	
59	1 087,70	59	433	0,73	2,48	0,23	0,63	395	239	C.	
K7 – EZ 15 (base de E3)											
60	1 096,77	66	428	0,54	2,08	0,21	0,78	266	437	C.	
61	1 099,40	53	421	0,54	1,50	0,26	0,66	234	569	C.S.	
62	1 102,60	60	433	0,64	2,75	0,19	0,82	335	446	C.	
63	1 105,50	76	428	0,72	4,56	0,14	1,07	428	348	C.	
64	1 108,40	29	434	0,49	1,82	0,19	0,43	423	274	S.C.	
65	1 111,20	68	430	0,59	3,49	0,14	1,23	283	315	C.	
K11 – EZ 06 (sommet de E4)											
66	1 147,10	47	429	0,45	2,17	0,17	0,45	482	586	C.S.	
67	1 148,60	41	434	0,60	2,57	0,19	0,52	494	562	C.S.	
68	1 152,60	73	430	1,54	4,72	0,25	1,12	421	358	C.	
69	1 155,80	70	423	0,61	1,93	0,24	0,54	357	605	C.	
70	1 156,10	57	438	0,81	3,82	0,18	0,90	422	516	C.	
71	1 161,85	29	432	0,94	3,52	0,21	0,79	445	220	S.C.	

Corrélation U – COT

Source : MNHN, Paris

n° Echant.	Cote Sondage	% $CaCO_3$	Tmax	S1 mg HC/g de roche	S2 mg HC/g de roche	IP	COT (%)	IH mg CO2/g de COT	IO mg CO2/g de COT	FACIES
K12 - EZ 08 (milieu de E4)										
72	1 228,20	47	437	0,86	2,16	0,28	0,72	300	**537**	C.S.
73	1 232,45	61	428	1,20	5,06	0,19	1,19	425	323	C.
74	1 233,70	51	431	0,97	3,27	0,23	0,76	430	**542**	C.S.
75	1 235,15	24	430	0,68	3,04	0,22	0,72	422	**444**	S.A.
76	1 238,20	33	430	0,57	1,52	0,27	0,74	205	**514**	A.C.
77	1 240,20	59	429	0,61	2,53	0,19	1,08	234	**532**	C.
78	1 243,05	74	429	0,76	3,49	0,18	0,87	401	**474**	C.
K3 - EZ 10 (sommet de E5)										
79	1 300,95	27	437	0,55	1,66	0,25	0,44	377	**393**	S.C.
80	1 302,60	11	415	0,15	0,57	0,21	0,80	71		A.
81	1 305,70	22	431	0,48	1,33	0,26	0,33	403	**387**	S.
82	1 308,65	16	434	0,58	1,94	0,23	0,35	554	**260**	S.
83	1 310,01	19	434	0,34	1,46	0,19	0,39	379		S.
84	1 312,50	25	439	0,39	1,80	0,18	0,33	545	**275**	S.C.
85	1 315,05	27	439	0,63	2,64	0,19	0,42	628	**261**	S.C.
K4 - EZ 10 (sommet de E5)										
86	1 319,80	10	432	0,34	1,27	0,21	0,20	**635**	165	S.
87	1 323,70	16	436	0,69	2,54	0,21	0,50	508	186	S.
88	1 326,60	29	435	0,70	2,05	0,26	0,58	356	369	S.C.
89	1 328,20	16	436	0,57	2,08	0,22	0,37	562	202	S.
90	1 331,40	25	431	0,58	1,60	0,26	0,58	285	**380**	S.C.
91	1 333,80	32	432	0,67	1,85	0,27	0,79	234	396	A.C.
K6 - EZ 10 (base de la zone carottée de E5)										
92	1 420,85	20	440	0,43	1,41	0,23	0,30	470	186	S.
93	1 422,80	38	438	0,63	2,26	0,22	0,65	347	381	S.C.
94	1 425,70	45	437	0,51	2,59	0,16	0,59	438	289	C.S.
95	1 429,50	44	440	0,67	3,19	0,17	0,85	375	**263**	C.S.
96	1 432,50	55	435	0,55	3,23	0,15	0,94	343	325	C.S.
97	1 436,10	11	426	**0,07**	0,37	**0,16**	0,26	142		S.
K7 - EZ 10 (base de la zone carottée de E5)										
98	1 437,60	20	437	1,55	3,30	0,32	0,67	492	158	A.S.
99	1 439,75	25	436	0,64	3,65	0,15	0,80	456	**266**	S.A.
100	1 442,25	45	436	0,83	3,65	0,19	0,82	445	**285**	C.S.
101	1 446,95	33	439	0,74	3,07	0,19	0,94	326	331	A.C.
102	1 448,20	34	439	0,19	0,95	0,17	0,27	351		S.C.
103	1 450,10	52	438	0,47	1,78	0,21	0,63	282	500	C.S.
104	1 454,40	41	440	0,57	2,35	0,20	0,42	559	**278**	C.S.
Bordure méridionale										
PERONNAS - PER 101										
112	1 202,40	88	**447**	0,01	0,26	**0,04**	0,23	113	204	C.
113	1 209,50	37	**527**	0,00	0,11	**0,00**	0,20	58	395	A.C.
114	1 237,50	14	427	0,07	0,71	0,09	0,62	114	211	A.
115	1 243,10		419	3,17	22,16	0,13	40,67	54	91	L.
116	1 248,00	75	435	0,13	2,42	**0,05**	4,14	58	70	C.
117	1 255,00	31	**566**	0,01	0,52	0,02	0,27	192	485	A.C.
118	1 262,20		405	2,30	10,45	0,18	35,21	29	97	L.
119	1 269,00	39	**518**	0,01	0,61	**0,02**	0,61	100	**304**	A.C.
120	1 271,15	72	429	0,04	0,20	**0,17**	0,95	21		C.
121	1 325,90	27	**467**	0,03	0,99	0,03	0,43	230	**220**	A.C.
122	1 329,00	60	434	0,04	0,95	0,04	0,58	163	139	C.
123	1 332,00	21	434	0,03	0,90	0,03	0,54	166	92	A.Seb.
VIRIAT										
124	924,50	41	440	0,40	5,03	0,07	1,36	369	171	A.C.
125	964,60	53	433	0,76	5,96	0,11	1,48	402	176	C.A.
126	984,50	20	435	0,50	3,53	0,12	0,78	452	152	S.A.
127	1 006,00	15	431	0,45	3,95	0,10	0,67	589	117	A.S.
128	1 019,00	11	430	0,37	3,22	0,10	0,53	607	100	A.S.
129	1 043,00	7	430	0,43	3,67	0,10	0,60	611	85	A.S.
130	1 053,50	37	431	0,53	2,86	0,16	0,74	386	**271**	A.C.
131	1 059,00	37	431	0,62	2,20	0,22	0,87	252	**278**	A.C.
132	1 065,50	21	430	0,63	1,78	0,26	0,47	378	**306**	A.S.
133	1 070,00	26	**378**	0,16	0,30	**0,35**	0,36	83		A.S.
134	1 074,50	31	440	0,36	0,93	0,28	0,68	136	**570**	A.C.

Source : MNHN, Paris

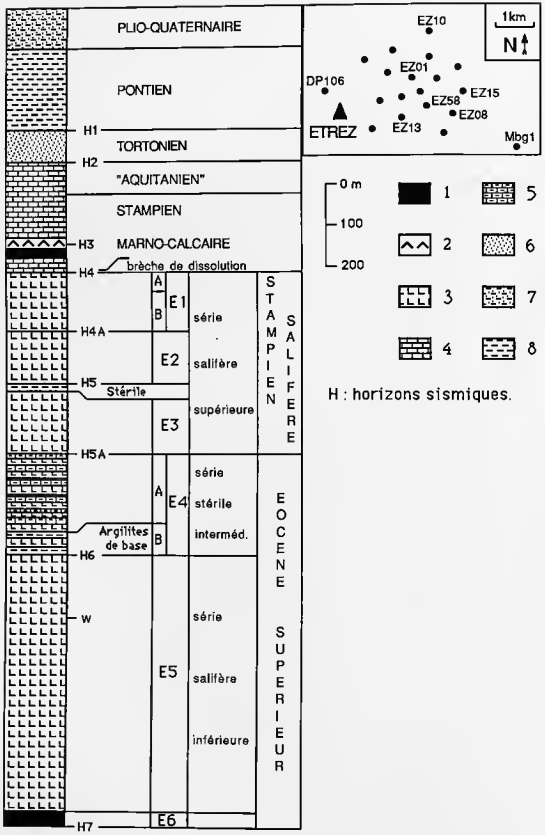


FIG. 2. — Coupe lithologique et stratigraphique du Cénozoïque dans la zone de dépôt-centre d'Etrez et carte d'implantation des sondages du champ de stockage Gaz de France.

Lithologie : 1 — anhydrite ; 2 — gypse ; 3 — halite ; 4 — calcaire ; 5 — calcaire laminé ; 6 — sables ; 7 — sables et argiles ; 8 — argiles.

Lithologic and stratigraphic column of Cenozoic formations in the most subsiding area of the basin (underground gas-storage field of Etrez, Gaz de France) and location of the wells in Etrez field.

Lithology : 1 — anhydrite ; 2 — gypsum ; 3 — halite ; 4 — limestone ; 5 — laminated limestone ; 6 — sand ; 7 — shales and sand ; 8 — shales.

Source : MNHN, Paris

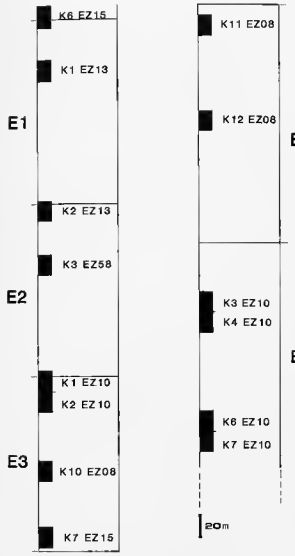


FIG. 3. — Position stratigraphique des carottes du champ d'Etrez analysées par pyrolyse Rock-Eval.

Stratigraphic location of cores (Etrez field) analyzed by Rock-Eval pyrolysis.

Dans *sa partie supérieure*, la série salifère inférieure E5 est représentée par des échantillons issus des carottes K3 et K4 du sondage EZ 10.

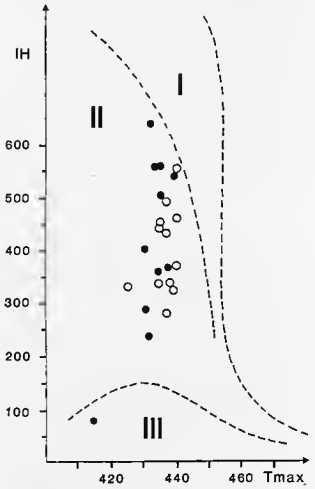


FIG. 4. — Caractérisation du type de matière organique contenue dans des échantillons provenant de la série salifère inférieure E5 (champ d'Etrez).

Cercles blancs : carottes K6 et K7, sondage EZ 10 ; cercles noirs : carottes K4 et K3, sondage EZ 10.

Characterization of organic matter types in core samples from the E5 unit (Etrez field).

White circles : cores K6 and K7, EZ 10 well ; black circles : cores K4 and K3, EZ 10 well.

de roche, un échantillon à dominante argileuse (n° 93) présente une valeur de 1,55 qui indique la présence d'hydrocarbures libres. De plus, la valeur de l'index de production est nettement supérieure à la moyenne enregistrée, fait qui suggère des phénomènes de migration et d'accumulation. Pour l'ensemble des échantillons, les valeurs d'IH, ainsi que la morphologie des pics S2, évoquent une matière organique de lignée II (fig. 4).

La matière organique est peu abondante : les teneurs en COT sont le plus souvent inférieures à 0,50 %. Les hydrocarbures libres apparaissent en quantité très faible, les potentiels pétroliers sont pratiquement tous inférieurs à 2 mg HC/g de roche. Parmi les 12 échantillons analysés, 10 sont à dominante sulfatée et présentent des IH élevés caractéristiques d'une MO de lignée II (fig. 4).

Source : MNHN, Paris

Les 2 autres (n° 77 et 87 ; tab. 1) sont argileux, le n° 77 possédant, de plus, une structure bréchique. Dans ces 2 échantillons, les IH sont faibles, ce qui pourrait être attribué, en partie, à un effet de matrice dû à la présence d'illite. Cependant, l'observation de nombreux débris de végétaux et la présence de spores de Ptéridophytes (MORETTO, 1987) témoignent de l'influence d'apports continentaux (lignée III), qui peuvent expliquer à eux seuls les faibles valeurs d'IH. La bréchification observée résulterait d'une dissolution de sel par l'intermédiaire d'eau douce.

En résumé, les faciès de l'unité E5 renferment une MO à l'état diffus ou parfois sous forme pseudolaminée. Ce sont des roches-mères de pétrole pauvres à moyennes.

La série stérile intermédiaire E4

Exceptée la partie inférieure de l'unité E4 (argilites de base de l'intervalle E4B ; non analysées), les niveaux insolubles sont principalement représentés par des faciès à laminites organo-carbonato-sulfatées. La MO apparaît soit à l'état dispersé, soit plus généralement sous forme de minces lamines, évoquant parfois des structures algaires (MORETTO, 1987).

Cette unité, analysée au travers des carottes K12 et K11 du sondage EZ 08 (tab. 1), renferme des quantités non négligeables de MO, la teneur en COT pouvant atteindre 1,30 %. Avec des valeurs de S2 qui voisinent 5 mg HC/g de roche (moyenne à 3 mg HC/g de roche), les horizons non halitiques de l'unité E4 sont des roches-mères moyennes à bonnes. Certaines valeurs de S1 témoignent de la présence d'hydrocarbures libres mais les valeurs d'IP correspondantes ne laissent entrevoir aucun phénomène d'accumulation.

Avec des valeurs d'IH généralement élevées (supérieures à 300 mg HC/g de COT) la MO est principalement de lignée II (fig. 5). La présence de spores de Ptéridophytes (dans la partie centrale de l'unité E4) montrent que, pour les valeurs plus faibles (voisines de 200 mg HC/g de COT), la MO est un mélange des lignées II et III.

La série salifère supérieure

L'unité E3 présente, dans sa *partie inférieure* (carotte K7, sondage EZ 15), une MO dont les caractéristiques sont comparables à celles de la MO de l'unité stérile E4 (fig. 5).

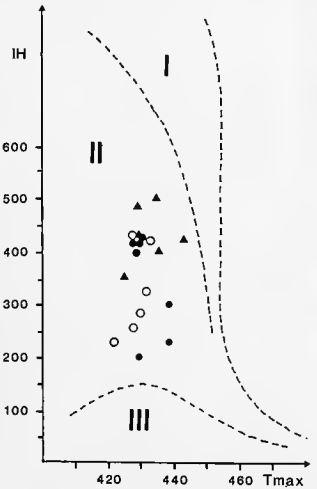


FIG. 5. — Caractérisation du type de matière organique contenue dans des échantillons provenant de la série stérile intermédiaire E4 et de la base de l'unité E3 (champ d'Etrez).

Cercles blancs : carotte K7, sondage EZ 15 ; cercles noirs : carotte K12, sondage EZ 08 ; triangles noirs : carotte K11, sondage EZ 08.

Characterization of organic matter type in core samples from the E4 unit and the lower part of E3 unit (Etrez field).

White circles : core K7, EZ 15 well ; black circles : core K12, EZ 08 well ; black triangles : core K 11, EZ 08 well.

Source : MNHN, Paris

Dans la *partie médiane de E3* (carotte K10, sondage EZ 08), les teneurs en COT sont plus faibles (entre 0,44 et 0,83 %). L'échantillon n° 53 (tab. 1) présente des valeurs de S1 et d'IP plus élevées que dans les autres, ce qui suggère une accumulation d'hydrocarbures libres. Les valeurs de S2, toutes voisines de 2 mg HC/g de roche, sont significatives de roches-mères pauvres. Les IH généralement élevés indiquent une MO appartenant essentiellement à la lignée II (fig. 6).

L'intervalle stérile entre les unités E3 et E2 (carottes K1 et K2, sondage EZ 10) montre des faciès le plus souvent pauvres en MO. Avec des valeurs de S1 voisines ou supérieures á 2 mg HC/g de roche et des IP élevés, quatre échantilllons indiquent l'accumulation d'hydrocarbures. Dans les faciès les plus argileux, les IH sont généralement faibles et caractérisent une MO de lignée III ou mixte II-III (fig. 6). La présence de nombreuses spores et débris de végétaux (MORETTO, 1987) confirme cette influence continentale.

La carotte K3 du sondage EZ 58, située *dans la moitié supérieure de l'unité E2*, renferme des faciès à dominante sulfatée, très pauvres en MO. Les valeurs de S1 et S2 sont faibles et les teneurs en COT n'excèdent pas 0,75 %. Étant donné les valeurs d'IH, il semble que la MO soit de lignée II ou mixte II-III (fig. 6).

Six échantillons ont été analysés dans *la zone de passage entre les unités E1 et E2* (carotte K2, sondage EZ 13). Comme pour la carotte précédente, les valeurs de S1 et S2 sont très faibles. Les plus fortes teneurs en COT existent dans les échantillons carbonatés et/ou argileux. Les faibles valeurs d'IH caractérisent une MO de lignée III ou mixte II-III (fig. 6).

L'unité E1 n'a été que peu carottée. Les échantillons proviennent de la carotte K1 du sondage EZ 13, située à une trentaine de mètres sous le toit de la Série Salifère. Les valeurs du potentiel pétrolier et les teneurs en COT atteignent respectivement 6,33 mg HC/g de roche et 1,68 %. Ce sont les plus fortes teneurs enregistrées dans la Série Salifère. Dans cet intervalle, les faciès carbonatés sont des roches-mères moyennes à bonnes. Les valeurs élevées d'IH sont caractéristiques d'une MO de lignée II (fig. 6).

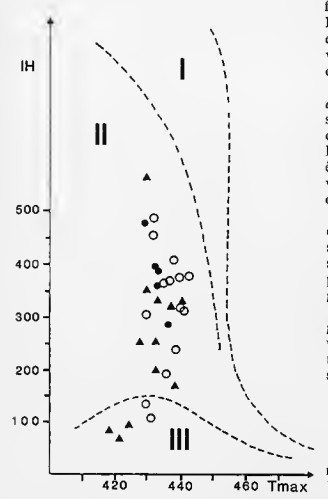


FIG. 6. — Caractérisation du type de matière organique contenue dans des échantillons provenant de la série salifère supérieure (E3, E2 et E1 ; champ d'Etrez).
Cercles blancs : carotte K3, (EZ 58) ; cercles noirs : carotte K10, (EZ 08) ; triangles noirs : carottes K1 et K2 (EZ 10).
Characterization of organic matter type in core samples from the E3, E2 and E1 units (Etrez field).
White circles : core K3, EZ 58 well ; cores K1 and K2, EZ 13 well ; black circles : core K10, EZ 08 well ; black triangles : core K 1 and K2, EZ 10 well.

La brèche de contact avec le sel

La brèche de contact avec le sel est caractérisée par un gamma-ray élevé qui atteint plus de 100 API selon les niveaux considérés. Cette radioactivité est due à des teneurs élevées en uranium (les courbes de spectrométrie indiquent des taux supérieurs à 10 ppm par endroit) et à des concentrations en K et Th plus modestes (fig. 7).

Les échantillons contiennent entre 0,19 et 1,61 % de COT (tab. 1). Il sont dépourvus de gaz et présentent de faibles proportions d'huile dont l'évolution verticale est corrélative de celle du

Source : MNHN, Paris

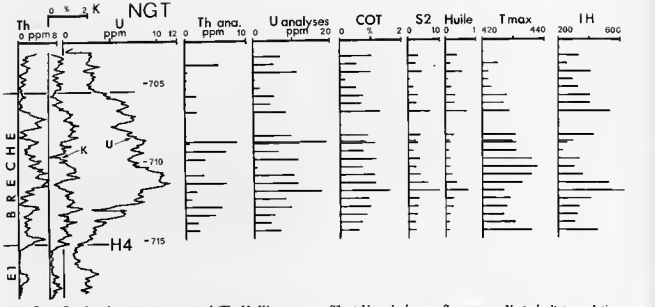


FIG. 7. — Courbes de gamma-ray spectral (Th, U, K), teneurs en Th et U analysées par fluorescence X et résultats analytiques concernant la matière organique (pyrolyse) au droit de la brèche de contact avec le sel (sondage EZ 15, Stampien marno-calcaire) (d'après CURIAL, 1986-87).

Gamma ray spectrometry log (Th-, U-, K-curves), Th and U amounts analyzed by fluo X and analytical results of organic matter pyrolysis in breccia which overlies the salt sequence (EZ 15 well, "Stampien marno-calcaire" Formation) (after CURIAL, 1986-87).

COT. C'est dans cet horizon, ainsi que dans la partie supérieure de l'unité E1 (carotte K1, sondage EZ 13 ; tab. 1), que les teneurs en COT semblent le plus élevées, tout au moins dans la zone de dépôt-centre d'Etrez.

La MO est peu évoluée (Tmax faibles, inférieurs à 440°C ; fig. 8). L'index d'hydrogène varie entre 233 et 619 mg HC/g de COT ce qui, compte tenu des faibles valeurs de Tmax, semble traduire une MO de type II. Mais il est plus vraisemblable qu'il s'agisse d'un mélange de types II et III, incluant peut-être du type I pour les échantillons dont les IH sont très élevés (valeurs supérieures à 500 mg HC/g de COT).

Le potentiel pétrolier dépasse souvent 3 mg HC/g de roche et atteint localement 10 mg HC/g de roche, valeurs caractéristiques de roches-mères de qualité moyenne à bonne.Les variations verticales de S2 sont pratiquement identiques en intensité á celles de l'huile (fig. 7). La quantité d'hydrocarbures formée étant proportionnelle á la quantité de kérogène présent dans la roche, et surtout á son potentiel pétrolier, on peut en déduire qu'il n'y a pas eu de migration.

La brèche de contact avec le sel constitue donc une roche-mère imperméable dont la MO a subi une évolution diagénétique peu importante. La fin du cycle salifère, soumise á des phénomènes polyphasés de dissolution halitique, apparaît comme une période particulièrement favorable à la concentration et/ou à la préservation de la MO.

Conclusions

La plupart des analyses indique des valeurs de Tmax comprises entre 430 et 435°C, ce qui permet de situer l'état de maturation des roches au début de la zone à huile. La matière organique de la Série Salifère bressane est donc immature.

Les résultats obtenus montrent des teneurs variées en MO selon la position stratigraphique des échantillons, mais aussi selon les faciés considérés. Ainsi, les roches sulfatées (ou á tendance sulfatée) sont systématiquement les plus pauvres en MO. A l'opposé, les faciés carbonatés sont parmi les plus riches avec des teneurs en COT atteignant 1,70 %. Par ailleurs, il faut noter une assez bonne corrélation entre le pourcentage en carbone organique et carbone minéral (fig. 9). Les faciés argileux, pour leur part, renferment des quantités variables de MO.

Source : MNHN, Paris

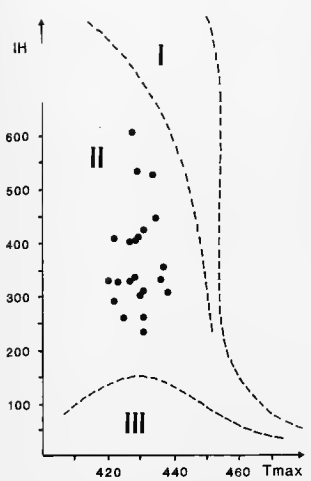


FIG. 8. — Caractérisation du type de matière organique contenue dans des échantillons prélevés dans la brèche de contact avec le sel et dans les sédiments argilo-carbonatés et sulfatés sus-jacents (sondage EZ 15, Stampien marno-calcaire).

Characterization of organic matter type in core samples from the breccia and the overlying clay-carbonate and anhydrite beds (EZ 15 well, "Stampien marno-calcaire" Formation).

Le secteur méridional du bassin salifère

Alors que dans la zone de dépôt-centre les sédiments qui constituent les unités E4 et E3 sont à dominante halitique, ces unités s'enrichissent vers le Sud en sédiments détritiques. Ces derniers renferment des niveaux à lignite (secteurs de Peronnas et de Polliat). Dans ces unités, la MO est essentiellement de lignée III (sondage Per 101, fig. 10). Certains de ces horizons à lignite sont probablement à mettre en relation avec les bancs d'argilites qui marquent le toit de l'unité E3 et dans lesquels on enregistre une arrivée très nette de MO de type III. Cette corrélation s'accorde avec les données régionales attestant l'origine méridionale des apports continentaux (CURIAL, 1986-87, 1987 ; MORETTO, 1987).

Pendant le dépôt de l'unité E2, l'importance des afflux détritiques méridionaux diminue quelque peu. Ils se raréfient pendant le dépôt de E1 et la sédimentation halitique devient à nouveau prédominante dans la partie sud du bassin. La richesse en MO est variable, mais les valeurs d'IH élevées (sondage Viriat, fig. 10) et la morphologie des pics S2 caractérisent une MO de lignée II. Ce fait corrobore l'arrêt (ou tout au moins le fort ralentissement) des influences continentales dans le secteur méridional du bassin.

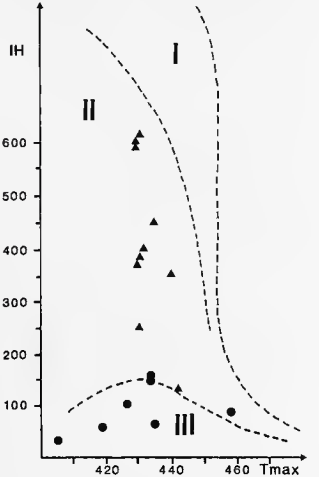


FIG. 10. — Caractérisation du type de matière organique contenue dans des échantillons provenant de sondages situés dans la partie sud du bassin salifère.

Cercles noirs : sondage Peronnas 101 ; triangles noirs : sondage de Viriat.

Characterization of organic matter type in core samples from wells located in the southern area of the salt basin. Black circles : Peronnas 101 well (Per 101) ; black triangles : Viriat well.

Source : MNHN, Paris

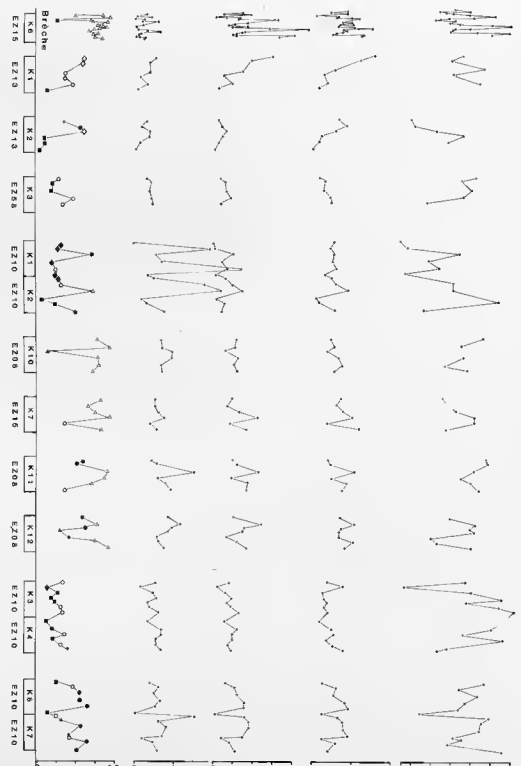


FIG. 9. — Relations entre certains paramètres de la pyrolyse Rock-Eval et la nature des faciès (d'après MORETTO, 1987).
Relations between certain parameters of Rock-Eval pyrolysis and the lithological facies (after MORETTO, 1987).

Source : MNHN, Paris

DÉTECTION ET DOSAGE DE LA MO PAR DIAGRAPHIES

Généralités

De nombreuses méthodes de détection et d'évaluation de la MO par diagraphies ont été mises au point dans des régions et des contextes sédimentaires variés. Parmi les méthodes publiées, l'une établit des combinaisons linéaires entre les mesures de vélocité acoustique, de porosité neutron, de densité et de radioactivité naturelle, et le pourcentage de COT, par le calcul de régressions multiples (Mendelson & Toksoz, 1985). Une autre compare les mesures de résistivité aux mesures de densité d'une part, de temps de transfert du son d'autre part, et établit une fonction discriminante qui permet de distinguer les horizons renfermant des proportions significatives de MO, mais sans les quantifier (Meyer & Nederlof, 1984). Dans une autre méthode, ces mêmes enregistrements, ainsi que la température des formations, sont soumis à divers traitements statistiques (analyse en composantes principales, analyse discriminante, etc.) afin de déterminer la richesse relative et la maturité des roches-mères (Krystinik & Charpentier, 1987). Une autre encore est basée sur la comparaison des mesures de résistivité, de temps de parcours du son et de gamma-ray et propose un algorithme liant incrément de lenteur de transfert du son à incrément de radioactivité (méthode de l'indice I_x ; Dellenbach, Espitalié & Lebreton, 1983). Le calibrage de l'indice I_x peut se faire en évaluant le kérogène et les hydrocarbures par analyse des carottes et des déblais. Ces deux dernières méthodes ont été comparées et ont fourni des résultats concordants (Autric & Dumesnil, 1984). D'autres méthodes sont fondées sur des relations établies par corrélations simples entre COT et densité (Schmoker, 1979) ou entre COT et radioactivité (Schmoker, 1981). Récemment sont apparus sur la marché des outils diagraphiques capables d'analyser un certain nombre d'éléments majeurs des roches sédimentaires. Parmi eux, la sonde GST (Schlumberger) procède à l'analyse spectrométrique du rayonnement gamma *induit*. Une méthode d'évaluation du carbone organique utilise le rapport carbone total/oxygène mesuré par cette diagraphie (Herron, 1986).

Dans le cas des formations évaporitiques, la complexité des assemblages minéralogiques et leur grande variabilité verticale rendent certaines méthodes inopérantes ou très imprécises. De plus, la plupart de ces techniques ne permettent pas de détecter des teneurs en COT modestes (de l'ordre de 1 % et moins).

Quelques méthodes, qui n'utilisent qu'une, voire deux diagraphies (gamma ray, densité), sont fondées sur des relations diagraphie-COT qui ne s'appliquent guère qu'aux terrains dans lesquels elles ont été établies. Mais cette apparente limitation n'enlève rien de l'intérêt général de ces techniques — et particulièrement de celles qui utilisent la radioactivité naturelle — même s'il est nécessaire d'étalonner les enregistrements par l'analyse des déblais et des carottes.

Intérêts des mesures de K-Th-U réalisées par la diagraphie de spectrométrie du rayonnement naturel

La présence d'uranium associée à la MO, donne souvent aux roches-mères une radioactivité plus élevée que les terrains « stériles » de lithologie semblable. Aussi, *dans certains cas*, ce caractère est potentiellement utilisable pour reconnaître — voire quantifier — la MO à partir de la diagraphie de spectrométrie du rayonnement gamma naturel.

Principe général de la diagraphie de spectrométrie

Le principe détaillé de cette diagraphie (notamment le Gamma Ray Spectrometry Tool, NGT de Schlumberger) a fait l'objet de nombreuses publications (Serra, 1979 ; Serra, Baldwin & Quirein, 1980 ; Quirein, Gardner & Watson, 1982 ; Schlumberger, 1982). Nous nous limitons donc à une présentation très générale de ce type d'outil.

Source : MNHN, Paris

Les sondes de spectrométrie enregistrent de façon sélective la radioactivité naturelle émise par les éléments radiogéniques contenus dans les formations. Ce sont principalement le potassium (^{40}K) et les séries du thorium et de l'uranium. Chacun de ces éléments présente un spectre d'énergie spécifique qui permet de les différencier en analysant le spectre du rayonnement gamma global émis par la roche. La sonde NGT mesure l'intensité du rayonnement dans 5 fenêtres d'énergie, y compris les rayons de faible énergie afin de diminuer les variations statistiques. Les mesures (comptages d'impulsions) obtenues pour chaque fenêtre sont ensuite recalculées à partir d'un système d'équations pour livrer des teneurs de thorium et d'uranium exprimées en ppm, et de potassium en %. Les coefficients des équations utilisées ont été établis par étalonnage dans un puits dans lequel sont disposées des sources radioactives de concentrations connues en K-Th-U.

Les liens uranium et matière organique

Dans les sédiments, l'association fréquente entre certains métaux, dont l'uranium, et la matière organique est un fait reconnu depuis longtemps. Cette affinité peut relever de divers processus. Elle peut tout d'abord être induite par les conditions de milieu. Ainsi, la décomposition (partielle) de la MO entraîne une consommation d'oxygène qui rend le milieu réducteur et favorise la concentration des éléments métalliques (Trichet *et al.*, 1985). L'action de bactéries sulfato-réductrices peut contribuer au même résultat en entraînant la précipitation des métaux sous forme de sulfures. Cette affinité peut également relever de liaisons organo-métalliques : — échange entre les protons des acides humiques et les ions uranyles UO_2^{2+} (Szalay, 1964) ; — complexation d'espèces métalliques par du matériel algaire (l'uranium est fixé sous la forme d'ions uranyles ; Disnar, 1981) ; — voire adsorption, processus suggéré notamment par Moore (1954) dans le cas particulier du graphite et de l'anthracite. L'action réductrice directe de la MO sur les composés solubles de l'uranium est un mécanisme également proposé par certains auteurs (Disnar & Trichet, 1983 ; Nakashima *et al.*, 1984).

Ces phénomènes sont susceptibles d'intervenir pendant le dépôt mais aussi pendant la diagenèse, lors des circulations de fluides (Moore, 1954 ; Breger, 1974 ; Nakashima *et al.*, 1984). Grâce à sa capacité de piégeage de l'uranium, la MO, quel que soit son type, peut favoriser de véritables gisements uranifères diagénétiques ou épigénétiques. C'est le cas, par exemple, des bassins permiens de Lodève et de Cérilly (Landais & Connan, 1980).

Des corrélations positives entre les teneurs en uranium et les proportions de carbone organique ont été établies par différents auteurs (Beers & Goodman, 1944 ; Swanson, 1960 ; Mann, Leythaeuser & Müller, 1986). Bien que ces relations n'existent pas de façon systématique dans les roches-mères, elles laissent envisager la possibilité — dans certains cas précis — de doser indirectement la fraction organique à partir des mesures de radioactivité, et plus particulièrement à partir des enregistrements spectrométriques de l'uranium. La variabilité des relations U-MO peut relever de causes diverses :

— d'après Swanson (1960), la nature de la MO aurait une influence sur sa capacité à fixer l'uranium du milieu de dépôt, la fraction humique semblant plus réceptive que la fraction sapropélique. Leventhal (1981) aboutit à une conclusion analogue en montrant que la MO riche en vitrinite présente les plus fortes concentrations en uranium. Parallèlement, la quantité d'uranium apportée dans un bassin peut être variable et va dépendre, entre autres, de la nature des terrains émergés nourriciers. Le lessivage de l'arrière-pays a un rôle particulièrement important dans le cas des bassins évaporitiques, qu'ils présentent des connexions et des échanges avec le domaine marin ou que les saumures aient une origine strictement continentale ;

— la diagenèse a sans doute un effet majeur. Si la MO atteint un stade de maturation suffisant, les hydrocarbures formés pourront migrer, entraînant une partie de l'uranium. Cela aura pour conséquence une redistribution partielle ou totale de cet élément qui pourra ne pas rester fixé à la phase organique migrante. Par ailleurs, la circulation éventuelle de fluides transportant des composés uranifères en solution peut enrichir *a posteriori* le stock d'uranium syngénétique lié à la phase organique des roches-mères (cf. auteurs déjà cités). La quantification indirecte de la MO par l'intermédiaire des taux d'uranium ne semble donc applicable que dans le cas de roches-mères peu perméables.

Source : MNHN, Paris

Relation entre les argiles et les radioéléments K-Th-U

La MO n'est pas le seul matériau qui présente des affinités avec l'uranium. Cet élément peut être adsorbé par les argiles dont le pouvoir fixateur est important (GAUTHIER, 1961), ou bien intégré dans le réseau cristallin de certains minéraux tels que les minéraux lourds, les phosphates, etc. (des corrélations positives entre uranium et phosphates sont connues : cf. QUINIF *et al.*, 1981). Aussi, toute tentative d'évaluation du carbone organique par l'intermédiaire des teneurs en uranium doit tenir compte de la présence éventuelle de ces constituants inorganiques uranifères, le cas le plus fréquent étant celui des argiles.

L'évaluation des teneurs en argiles s'effectue par différentes méthodes selon les diagraphies disponibles. L'une des plus anciennes utilise les enregistrements de gamma-ray et est fondée sur une relation linéaire (POUPON & GAYMARD, 1970). L'estimation ainsi obtenue est généralement très imprécise. D'une part, les argiles ne sont pas les seuls constituants responsables de la radioactivité (présence possible de minéraux lourds ainsi que d'autres matériaux eux-mêmes radioactifs, ou présentant des affinités avec des radioéléments, comme c'est le cas pour la MO et l'U). D'autre part, les teneurs en éléments radiogéniques peuvent varier en fonction de la nature des phyllites : HASSAN & HOSSIN (1975) ont montré que certains minéraux argileux présentent des taux spécifiques de Th et de K. De plus, selon les travaux de QUINIF, CHARLET & DUPUIS (1982), il semble que le rapport Th/K, et plus généralement les associations Th-K-U, soient plus liés à la formation argileuse prise dans son ensemble (notion de faciés géochimiques tenant compte globalement des argiles et des minéraux ou matériaux associés) qu'à un type d'argile particulier. Si le potassium est effectivement plus abondant dans certaines phyllites (illite, micas), il est également présent dans les feldspaths potassiques. De même, le thorium peut être adsorbé par les argiles, mais il apparaît surtout dans les minéraux lourds qui les accompagnent.

La quantification des argiles par les diagraphies apparaît donc comme un problème complexe à résoudre. D'autres méthodes sont proposées (NAGEL, 1984) utilisant le gamma-ray et les mesures de densité. Les relations établies pour évaluer les proportions d'argiles sont parfois fondées sur des réponses non linéaires.

Principe d'une méthode de dosage simultané argiles-COT

Le but de la méthode actuellement en cours d'étude est de quantifier simultanément les principaux types de phyllites et le COT des formations évaporitiques de Bresse par l'intermédiaire de la diagraphie de spectrométrie. Le principe est de chercher à établir des relations entre les concentrations des éléments K-Th-U et les proportions des différents minéraux argileux et de COT, toutes ces mesures étant faites à partir du matériel carotté.

Avant d'entreprendre une étude qui nécessite un grand nombre d'analyses, il importait de savoir : — si l'uranium pouvait être utilisé comme indicateur de la présence de matière organique dans les séries bressanes ; — si le COT pouvait être indirectement quantifié au travers des teneurs en uranium en tenant compte de l'argilosité à laquelle est liée une partie de l'uranium ; — si l'on pouvait estimer avec une précision satisfaisante les proportions d'argiles. Les réponses à ces questions font l'objet des deux prochains paragraphes. Le paragraphe suivant donne un exemple d'estimation relative de la MO et des argiles entre sondages à partir des logs de spectrométrie.

RELATION ENTRE L'ARGILOSITÉ ET LES TENEURS EN K-TH-U MESURÉES PAR LA DIAGRAPHIE DE SPECTROMÉTRIE

La spectrométrie du rayonnement gamma naturel n'a été enregistrée que dans les sondages les plus récents du champ d'Etrez (logs NGT). Ces mesures ont été comparées aux analyses globales de carottes réalisées à l'E.N.S.G. de Nancy pour le compte de Gaz de France (CURIAL, 1986-87).

L'examen porte sur 69 échantillons. Les analyses quantitatives des constituants majeurs, dont la fraction argileuse, sont effectuées sur des

Source : MNHN, Paris

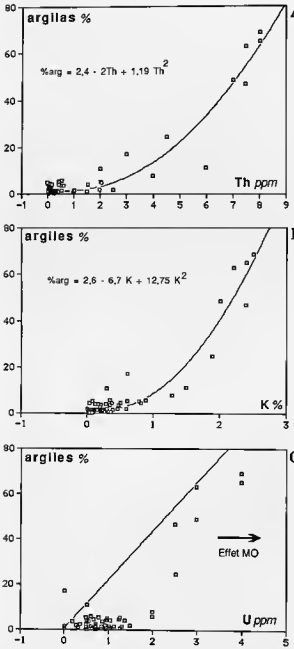


FIG. 11. — Corrélations entre pourcentages d'argiles et — A) teneurs en thorium ; — B teneurs en potassium ; C — teneurs en uranium (d'après CURIAL, 1986-87).

Les concentrations de ces trois éléments sont données par la diagraphie de spectrométrie du rayonnement gamma naturel.

Graphical representations of the relationship between clays (in percents) and — A) thorium amount ; — B) potassium amount ; — C) uranium amount (after CURIAL 1986-87).

Th, U and K measurements are given by gamma ray spectrometry logs.

quarts de cylindre de carotte par tronçons de 50 cm. Pour permettre toute comparaison, les données de spectrométrie, après calage en profondeur des carottes sur les logs, sont «moyennées» par tranches de terrain successives de 50 cm d'épaisseur.

Pour les pointés Th-argiles (fig. 11 A) et K-argiles (fig. 11 B), les meilleurs ajustements sont obtenus avec des relations polynomiales carrées, tout au moins dans le domaine des proportions d'argiles envisagé qui s'étend entre 0 et 70 %. Les coefficients de corrélation avec les pourcentages de phyllites sont de 0,97 pour Th et 0,96 pour K. Il faut cependant remarquer que le nombre d'échantillons très argileux est faible (seuls 9 d'entre eux renferment plus de 10 % d'argiles). De plus, ces derniers sont localisés dans un intervalle stratigraphique réduit (niveau stérile entre E3 et E2 ; fig. 2). Enfin, les variations probables de composition des cortèges argileux et des proportions de feldspath associé n'ont pas été prises en considération. Aussi, les équations établies doivent être considérées comme étant une représentation très simplifiée de relations plus complexes dans le détail.

Le report graphique de l'abondance en argiles en fonction des taux d'uranium montre une plus grande dispersion des échantillons (fig. 11 C). Cette dispersion est à mettre en relation avec la présence de matière organique : les affinités U-MO se superposent aux liens U-argiles.

RELATION ENTRE URANIUM ET MATIÈRE ORGANIQUE : EXEMPLE DE LA BRÈCHE DE CONTACT AVEC LE SEL

On ne considère que les 22 échantillons prélevés dans les premiers mètres de la couverture du Salifère. 18 d'entre eux concernent la brèche, les 4 autres intéressent les niveaux immédiatement sus-jacents.

Afin de s'affranchir de la distorsion qu'entraînerait toute comparaison entre une analyse ponctuelle (COT) et une mesure diagraphique (U) — qui caractérise un volume de roche plus important — l'uranium (et le thorium) ont été dosés par fluorescence X (analyses réalisées au Laboratoire de Pétrologie Cristalline. Univ. Lyon I). L'incertitude de mesure par cette méthode est estimée à ± 4 ppm.

Source : MNHN, Paris

L'évolution verticale du COT est globalement analogue à celle de l'uranium analysé par fluorescence X (fig. 7). Le report graphique U-COT (fig. 12) montre une corrélation positive indéniable (r = 0,73) bien que cette relation ne tienne pas compte des variations verticales des proportions d'argiles. Or, ces variations existent si on en juge par les déflexions des courbes de spectrométrie Th et K (fig. 7). Le taux d'uranium lié aux argiles a une influence significative sur la relation proposée, même si les quantités de phyllites restent modestes (30 % en moyenne dans la brèche du sondage EZ 08 ; KIENER, 1984). En supposant que l'uranium total (U_t) soit linéairement lié à la fois aux argiles (%arg) et à la MO (COT), on peut écrire l'équation linéaire suivante :

$$U_t = a.\ \%arg + b.\ COT + c \quad (1)$$

La teneur en argiles de chaque échantillon (%arg) peut être estimée à partir des analyses chimiques du thorium en utilisant la relation de la figure 11 A, que l'on admettra significative. Connaissant l'argilosité, il est possible de calculer le coefficient de corrélation multiple (R) relatif à l'équation linéaire (1) mettant en relation l'uranium d'une part (U_t ; variable à expliquer), et le pourcentage d'argiles et le COT d'autre part (variables explicatives). La corrélation obtenue (R = 0,85) est nettement supérieure à la corrélation U-COT établie précédemment (0,73), la différence entre ces deux coefficients étant statistiquement significative.

Cela montre que la quantification indirecte de la MO à partir de l'abondance en U est une méthode potentielle susceptible de donner de bons résultats, même pour des teneurs en COT modestes, à condition que soient prises en considération les fluctuations verticales des proportions d'argiles (ou, de façon plus générale, de tout constituant autre que la MO susceptible de présenter une affinité avec l'uranium). Par extension, ces résultats laissent entrevoir la possibilité d'utiliser la diagraphie de spectrométrie afin de déterminer simultanément l'argilosité et le contenu en carbone organique. Ils ouvrent la voie à une étude plus poussée, en cours de réalisation, qui tiendra compte non seulement de l'argilosité, mais aussi des proportions des différents minéraux argileux en présence et de leur relation avec les éléments Th-K-U.

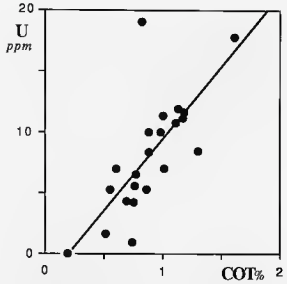


FIG. 12. — Corrélation entre teneurs en uranium analysées par fluo X, et pourcentage de carbone organique total (brèche de contact avec le sel, sondage EZ 15).

Graphical representation of the relationship between uranium content (analyzed by fluo X) and total organic carbon within the breccia (EZ 15 well).

APPLICATION : RÉPARTITION SPATIALE DES ARGILES ET DE LA MO DANS LE CHAMP D'ÉTREZ PAR INTERPRÉTATION DES DONNÉES DE SPECTROMÉTRIE

La richesse relative en argiles entre divers sondages, pour un même intervalle stratigraphique, peut être obtenue par différentes méthodes d'analyse des diagraphies. L'une des plus classiques, qui ne requiert aucun traitement informatique des données, conduit à cumuler les épaisseurs des horizons très radioactifs, et donc, *a priori*, très argileux. Ce procédé n'est applicable avec fiabilité que dans la mesure où les bancs argileux sont épais (une soixantaine de centimètres au minimum), car les argiles dispersées et les lits minces provoquent des déflexions de radioactivité qui ne sont pas suffisamment exprimées (effet d'épontes). Une autre méthode simple, qui prend en compte ce bruit de fond argileux, consiste à évaluer la surface des courbes de spectrométrie. Les aires des courbes Th et K renseignent conjointement sur l'abondance des argiles, quelle que soit la forme sous laquelle elles se présentent. Les surfaces des courbes U, après comparaisons avec celles des courbes Th et K,

Source : MNHN, Paris

donnent des indications sur la présence possible de MO et sa répartition dans les sondages.

Pour chaque unité salifère, les aires des courbes K-Th-U ont été mesurées à partir des logs NGT enregistrés dans les sondages les plus récents du secteur d'Etrez (EZ 11, 12 et 15). Ces données sont reportées dans un diagramme qui servira de base à la discussion (fig. 13).

Quels que soient les intervalles examinés, les surfaces concernant le thorium et le potassium sont systématiquement plus élevées dans le sondage EZ 12, le plus méridional. Les argiles sont donc plus abondantes dans la partie sud du champ. Cela est bien en accord avec les données régionales qui ont montré que les afflux détritiques se répandaient dans le bassin du Sud vers le Nord.

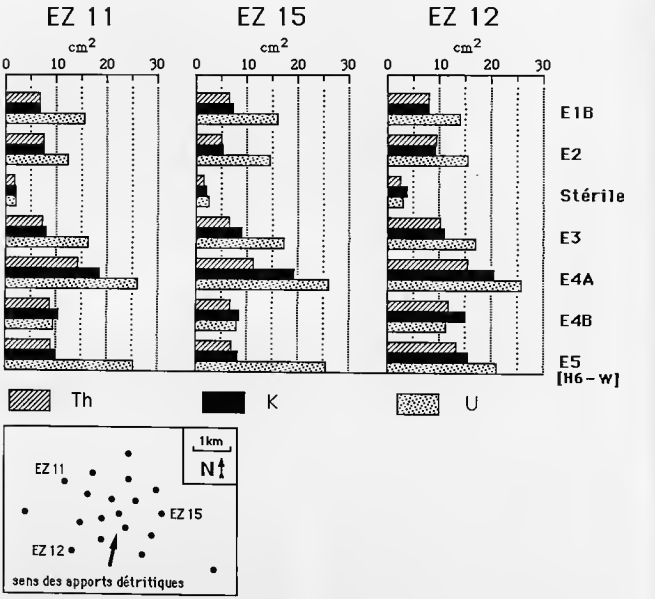


FIG. 13. — Diagramme donnant les surfaces (en cm²) des courbes de spectrométrie du rayonnement gamma naturel (Th, K et U) pour les différentes unités salifères dans les sondages EZ 11, EZ 15 et EZ 12 (d'après CURIAL, 1986-87).

Diagram showing the surfaces (cm²) of gamma ray spectrometry curves (Th, K and U) for the different salt formations in EZ 11, EZ 15 and EZ 12 wells (after CURIAL, 1986-87).

Source : MNHN, Paris

Dans la série salifère inférieure, les surfaces de la courbe de l'uranium — donc les quantités de cet élément — sont largement supérieures à celles du thorium et du potassium, confirmant ainsi la présence de MO détectée par analyse des carottes. C'est dans les sondages EZ 11 et 15 que l'uranium est le plus abondant, alors qu'il est beaucoup moins représenté dans le sondage EZ 12. Cette répartition suggére une plus grande abondance de MO là où les influences détritiques sont moindres. Or, les horizons de matériel terrigéne contiennent souvent des débris de végétaux, ce qui laisserait supposer que la MO indigéne (planctonique et algaire) est celle qui présente le plus d'affinité avec l'uranium.

Dans l'intervalle correspondant aux argilites de base (intervalle E4B), les aires établies pour l'uranium sont du même ordre de grandeur que pour les deux autres éléments, alors que ces niveaux renferment de nombreux débris de végétaux. Il semble que l'uranium soit surtout lié au faciés argileux et qu'il n'y ait pas, lá non plus, de relation particuliére entre MO allochtone (continentale) et U. Des liens entre U et lignite ont été reconnus par ailleurs (par exemple dans le Crétacé supérieur du Gard ; Ducreux, 1982), mais la fixation de l'uranium par le lignite se réalise vraisemblablement lors de la diagenése, par l'intermédiaire d'eaux de circulation.

Dans la partie supérieure de la série stérile intermédiaire (E4A) — où apparaissent des bancs finement laminés — l'uranium est plus largement représenté que le thorium et le potassium ce qui indique la présence de matiére organique. Cette MO peut être considérer comme autochtone, compte tenu des remarques précédentes, ce qui s'accorde avec les résultats de la pyrolyse (type II). Les quantités d'uranium sont pratiquement égales dans les trois sondages ce qui suggére une répartition homogéne de la MO á l'échelle du champ. Cela est cohérent avec la grande extension des horizons laminés á l'échelle du bassin, mise en relation avec des périodes d'élargissement de l'aire sédimentaire pendant lesquelles se réaliserait une stratification des eaux (Curial, 1986-87 ; Moretto, 1987).

La répartition de l'uranium pour l'unité E3 est analogue á celle de l'intervalle E4A. Dans le niveau stérile, l'uranium se trouve plus abondamment dans le sondage EZ 12 et semble donc surtout lié au matériel détritique fin (argilites). En ce qui concerne l'unité E2, l'uranium existe en plus grande quantité dans les sondages EZ 12 et 15. En excluant la part relevant du détritisme argileux, la MO paraît se concentrer plus particuliérement vers le secteur oú se trouve le sondage EZ 15, proche de la bordure orientale. Enfin, l'unité E1 ayant été soumise à des dissolutions importantes, seule la partie inférieure (E1B) existe encore dans la plupart des sondages du champ.Bien que les différences entre les surfaces mesurées soient ténues, la répartition de l'uranium suggére des concentrations de MO plus fortes dans les sondages septentrionaux EZ 15 et 11.

CONCLUSION

Les teneurs souvent élevées en uranium mesurées par diagraphie et les analyses réalisées sur carottes montrent la présence de matiére organique dans l'intégralité des dépôts salifères de Bresse et dans les sédiments sus-jacents. La caractérisation de la matiére organique par pyrolyse Rock-Eval révéle l'existence de roches-méres de qualité moyenne à parfois bonne, localisées à certains niveaux de la série stérile intermédiaire, mais surtout dans la partie supérieure de l'unité E1 et dans la zone de transition avec la couverture (bréche sommitale). Il semble donc que les phénoménes polyphasés de dissolution de halite qui ont affecté l'unité E1 et provoqué la formation de dépôts bréchiques soient un facteur important de concentration de la MO.

La nature de la matiére organique, et donc son origine, est étroitement liée á la lithologie. Les faciés les plus riches en MO indigéne (type II) sont les carbonates qui représentent les premiers stades de la sédimentation chimique, moment propice á une forte productivité organique. Les roches carbonatées riches en sulfate (anhydrite) se révélent être pauvres en matiére organique, mais ceci n'est vraisemblablement dû qu'á des conditions de diagenése peu favorables á sa

Source : MNHN, Paris

conservation. Lorsque la sédimentation est de caractère détritique (silts et argiles), la MO allochtone (type III) devient prédominante. Ceci traduit à la fois l'évolution verticale des conditions de milieu (pulsations d'influences continentales dans un contexte général évaporitique) et leur variation dans l'espace (les secteurs marginaux renferment une MO dans laquelle domine le type III alors que le type II est fréquent surtout en centre de bassin, plus protégé des influences continentales).

L'affinité que présente la matière organique pour l'uranium, quelles que soient les modalités exactes de la fixation syngénétique de cet élément (adsorption, formation de complexes organo-métalliques, etc.), se traduit globalement dans certaines roches-mères par une relation linéaire positive, comme cela a été montré dans la brèche qui coiffe la partie septentrionale du Salifère bressan. Ces liens de proportionnalité sont utilisables pour doser indirectement le carbone organique, à condition que soient prises en considération les variations verticales des proportions d'argiles auxquelles est liée, de façon apparemment linéaire, une partie de l'uranium. Ceci débouche sur une application potentielle de la diagraphie de spectrométrie du rayonnement gamma naturel, tout au au moins dans le cas des formations bressanes : estimer simultanément l'argilosité et le contenu organique par le biais des mesures du thorium, du potassium et de l'uranium. Ainsi, l'intégration des courbes K-Th-U et la comparaison des aires obtenues entre plusieurs sondages du champ d'Etrez a fourni des informations sur la répartition spatiale des argiles et de la MO qui s'accordent parfaitement avec les données régionales.

L'étape suivante consistera à mettre au point une méthode d'évaluation simultanée des proportions des différentes espèces argileuses et du contenu organique des formations évaporitiques paléogènes de Bresse à partir de la diagraphie de spectrométrie.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier E. BLONDIN, M. LEBLANC, F. VERDIER, (Gaz de France) et M. ANSART (Mines de Potasse d'Alsace) qui ont mis à notre disposition documents et matériel (diagraphies, carottes, déblais) pour des études qui ont largement dépassé le cadre de ce qui est présenté dans ces pages.

Nos remerciements s'adressent également à J. ESPITALIÉ (I.F.P.) qui nous a donné toutes les facilités pour effectuer les analyses de matière organique, à J. DELLENBACH (I.F.P.), J.-M. ROUCHY et M. M. BLANC-VALLERON (Muséum national d'Histoire naturelle) pour leurs critiques du manuscrit et leurs suggestions constructives.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AUTRIC, A. & DUMESNIL, P., 1984. — Les diagraphies de résistivité, radioactivité et temps de transit évaluent le contenu en matières organiques de roches à faible perméabilité. *9th International Formation Evaluation Symposium*, communication n° 40 : 1-14.

BEERS, R. F. & GOODMAN, C., 1944. — Distribution of radioactivity in ancient sediments. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **55** : 1229-1254.

BLANC-VALLERON, M. M., 1986 a. — Enseignements géologiques tirés de l'étude systématique de la matière organique d'un bassin salifère. Le bassin potassique de Mulhouse (Alsace, France). *C. R. Acad. Sci. Paris (II)*, **302** : 825-830.

BLANC-VALLERON, M. M., 1986 b. — La sédimentation paléogène du bassin potassique de Mulhouse : premiers apports de l'étude géochimique de la matière organique contenue dans les passées argileuses. *Doc. Bur. Rech. Géol. Min., Paris*, **110** : 111-126.

BREGER, I. A., 1974. — The role of organic matter in the accumulation of uranium : the organic geo-

Source : MNHN, Paris

chemistry of the coal-uranium association. *Proc. Symp. I.A.E.A., Athens* : 99-124.

BUSSON, G., 1979. — Couches laminées riches en matière organique et précédant les roches salines : les enseignements d'un enchaînement de faciés. *Docum. Lob. Géol. Fac. Sci. Lyon*, **75** : 5-18.

CURIAL, A., 1986. — Les dissolutions dans la partie supérieure du Salifère paléogène de Bresse (SE de la France). Chronologie, extension et mécanismes. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., Paris*, **27** : 225-235.

CURIAL, A., 1986-87. — La sédimentation salifère et suprasalifère du Paléogène bressan (France) : comparaison entre les données diagraphiques et lithologiques. Étude diagraphique du champ d'Etrez et synthèse du bassin. *Docum. U.A. 1209 (C.N.R.S.), Lyon*, 1986, **11** : 1-251 et *Docum. Lob. Géol. Lyon*, 1987, **100** : 1-192.

CURIAL, A., 1987. — Le détritisme durant la sédimentation salifère paléogène en Bresse méridionale. *Géol. Alp.* (H.S.), **13** : 391-395.

CURIAL, A. & MORETTO, R., 1985. — Le Paléogène salifère de Bresse (département de l'Ain, SE de la France) : Étude diagraphique et sédimentologique. *Docum. GRECO 52 (C.N.R.S.), Paris*, **5** : 93-153.

DELLENBACH, J., ESPITALIÉ, J. & LEBRETON, F., 1983. — Source rock logging. *8th European Logging Symposium S.P.W.L.A.* : 1-19.

DISNAR, J. R., 1981. — Étude expérimentale de la fixation des métaux par un matériau sédimentaire actuel d'origine algaire : — II. Fixation « in vitro » de UO_2^{2+}, Cu^{2+}, Ni^{2+}, Zn^{2+}, Pb^{2+}, Co^{2+}, ainsi que de VO^{2-}, MoO_4^{2-} et GeO_3^{2-}. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Oxford, **45** : 363-379.

DISNAR, J. R. & TRICHET, J., 1983. — Simulation expérimentale de la diagenèse de complexes organo-métalliques. Implications métallogéniques. *C. R. Acad. Sci. Paris (II)*, **296** : 631-634.

DUCREUX, J.-L., 1982. — Recherche de concentrations métallifères en domaine paralique et limnique. Le cas des formations du Crétacé supérieur gardois, du Paléogène de Manosque (Alpes-de-Haute-Provence) et de Saint-Martin-des-Plains (Puy-de-Dôme). *Thèse 3e cycle*, Université Claude-Bernard, Lyon : 1-439.

ESPITALIÉ, J., LAPORTE, J.-L., MADEC, M., MARQUIS, F., LEPLAT, P., PAULET, J. & BOUTEFEU, A., 1977. — Méthode rapide de caractérisation des roches-mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Rev. Inst. franç. Pétrole*, Paris, **32** : 23-41.

ESPITALIÉ, J., DEROO, G. & MARQUIS, F., 1985-86. — La pyrolyse rock-Eval et ses applications, parties I, II et III. *Rev. Inst. franç. Pétrole*, Paris ; part. I, 1985, **40** : 563-579 ; part. II, 1985, **40** : 755-784 ; part. III, 1986, **41** : 73-89.

GAUTHIER, M., 1961. — Contribution à la géochimie de l'uranium des roches sédimentaires et en particulier des schistes carbonifères. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, **14** : 179-208.

GOY, G. & BUSSON, G., 1980. — Inventaire des évaporites du sous-sol : les bassins profonds du Trias du SE français, du Paléogène de Bresse et de Valence. Compte rendu d'étude « Valorisation des ressources du sous-sol » : **1**-169.

HASSAN, M. & HOSSIN, A., 1975. — Contribution à l'étude des comportements du Th et du K dans les roches sédimentaires. *C. R. Acad. Sci. Paris* (D), **280** : 533-535.

HERRON, S. L., 1986. — A Total Organic Carbon Log for Source Rock Evaluation. *27th Annual Logging Symposium S.P.W.L.A.* : 1-12.

KIENER, M., 1984. — Études sédimentologiques et corrélations par diagraphies : le sommet de la série salifère et sa couverture dans le sondage EZ 08 (Paléogène de Bresse). *C. R. de la journée sur le sel*, mars 1984, Palaiseau, École Polytechnique : 207-231.

KRYSTINIK, K. B. & CHARPENTIER, R. R., 1987. — Statistical Model for Source rock Maturity and Organic Richness Using Well-log Data, Bakken Formation, Williston Basin, United States. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa, **71** : 95-102.

LANDAIS, P. & CONNAN, J., 1980. — Relation uranium-matière organique dans deux bassins permiens français : Lodève (Hérault) et Cérilly-Bourbon-l'Archambault (Allier). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, PAU, **4** : 709-757.

LEFAVRAIS-RAYMOND, A., GANNAT, E. & CAVELIER, C., 1984. — Bresse-Paléogène. *In* : Debrand-Passard, S. *et al.* Synthèse géologique du SE de la France, *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Paris, **125** : 403-407.

LEROY, C., 1984. — Utilisation des méthodes sismiques et de forages profonds pour la reconnaissance structurale d'un bassin salifère. *C. R. de la journée sur le sel*, mars 1984, Palaiseau, École Polytechnique : 163-176.

LEVENTHAL, J. S., 1981. — Pyrolysis gas chromatography-mass spectrometry to characterize organic matter and its relationship to uranium content of Appalachian Devonian black shales. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Oxford, **45** : 883-889.

MANN, U., LEYTHAEUSER, D. & MÜLLER, P. J., 1986. — Relation between source rock and wireline log parameters : An example from Lower Jurassic Posidonia Shale, NW-Germany. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Oxford, **10** : 1105-1112.

Source : MNHN, Paris

MENDELSON, J. D. & TOKSOZ, M. N., 1985. — Source Rock Characterization Using Multivariate Analysis of Log Data. *26th Annual Logging Symposium S.P.W.L.A.* : 1-21.

MEYER, B. L. & NEDERLOF, M. H., 1984. — Identification of Source Rocks On Wireline Logs by Density/Resistivity and Sonic Transit Time/Resistivity Crossplots. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa, **68** : 121-129.

MOORE, G. W., 1954. — Extraction of uranium from aqueous solution by coal and some other materials. *Econ. Geol.*, Austin, **49** : 652-658.

MORETTO, R., 1985. — Sédimentologie de la série salifère du Paléogène de la Bresse (France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (8), **1** : 849-855.

MORETTO, R., 1987. — Étude sédimentologique et géochimique des dépôts de la série salifère paléogène du bassin de Bourg-en-Bresse (France). *Mém. Sci. de la Terre*, Nancy, **50**, 1987 : 1-252 et *Docum. U.A. 1209 (C.N.R.S.)*, Nancy, **12** : 1-252.

NAGEL, W. A., 1984. — Gamma ray log calibration — Theory. *25th Annual Logging Symposium S.P.W.L.A.* : 1-18.

NAKASHIMA, S., DISNAR, J. R., PERRUCHOT, A. & TRICHET, J., 1984. — Experimental study of mechanisms of fixation and reduction of uranium by sedimentary organic matter under diagenetic or hydrothermal conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Oxford, **48** : 2321-2329.

POUPON, A. & GAYMARD, R., 1970. — The evaluation of clay content from log. *11st Annual Logging Symposium S.P.W.L.A.* : 1-20.

QUINIF, Y., CHARLET, J. M., DUPUIS, C. & ROBASZYNSKI, F., 1981. — Relations uranium-phosphate dans les craies phosphatées des Bassins de Mons et de Picardie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, (II), **293** : 913-916.

QUINIF, Y., CHARLET, J. M. & DUPUIS, C., 1982. — Géochimie des radioéléments U-Th-K,O dans les roches détritiques : une nouvelle méthode d'interprétation. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, Liège, **105** : 223-233.

QUIREIN, J. A., GARDNER, J. S. & WATSON, J. T., 1982. — Combined natural gamma ray spectral/litho density measurements applied to complex lithologies. *SPE of AIME, 57th Annual fall Technical Conference and Exhibition*, paper SPE 11143 : 1-14.

SCHLUMBERGER, 1982. — Natural gamma ray spectrometry : essentials of NGS interpretation. New York, Schlumberger : 1-69.

SCHMOKER, J. W., 1979. — Determination of organic content of Appalachian Devonian shales from formation density logs. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa, **63** : 1504-1509.

SCHMOKER, J. W., 1981. — Determination of organic-matter content of Appalachian Devonian shales from gamma-ray logs. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa, **65** : 1285-1298.

SERRA, O., 1979. — Diagraphies différées, base de l'interprétation. Tome 1, acquisition des données diagraphiques. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, mém. 1 : 1-328.

SERRA, O., BALDWIN, J. & QUIREIN, J. A., 1980. — Theory interpretation and practical applications of natural gamma ray spectrometry. *21st Annual Logging Symposium S.P.W.L.A.* : 1-30.

SERRA, O. & CURIAL, A., 1985. — Progrès récents dans la reconnaissance des accumulations salines par diagraphies. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (8). **1** : 797-806.

SWANSON, V. E., 1960. — Oil yield and uranium content of black shales. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 356-A, Washington : 1-43.

SZALAY, A., 1964. — Cation exchange properties of humic acids and their importance in the geochemical enrichment of UO_2^{+2} and other cations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Oxford, **28** : 1605-1614.

TISSOT, B., DURAND, B., ESPITALIÉ, J. & COMBAZ, A., 1974. — Influence of Nature and Diagenesis of Organic Matter in Formation of Petroleum. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa, **58** : 499-506.

TISSOT, B. & WELTE, D. H., 1978. — *Petroleum formation and occurrence*. Berlin, Heidelberg & New York, Springer-Verlag : 1-538.

TRICHET, J., DISNAR, J. R., BONNAMY, S., OBERLIN, A. & ROUZAUD, J. N., 1985. — Le comportement mutuel de la matière organique et des métaux : implications géochimiques et métallogéniques. Réunion spécialisée. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Orléans, mars 1985 : 1-6.

Source : MNHN, Paris

Le Permien du Delaware (Sud des États-Unis, Texas et Nouveau-Mexique) : exemple de relations entre couches à matière organique de centre de bassin et évaporites de marge

Georges BUSSON & Annie CORNÉE

Muséum national d'Histoire naturelle
Laboratoire de Géologie, CNRS UA 1209
43, rue Buffon
75005 Paris

RÉSUMÉ

Une analyse et une réinterprétation des données sur le Permien du bassin du Delaware (Sud des États-Unis) permettent de préciser les mécanismes sédimentologiques correspondant au modèle des « évaporites de marge de cuvette ». Dès le Pennsylvanien, le bassin s'individualise sous forme d'une dépression structurale entourée de reliefs (Ouachita, Marathon) et de plateformes carbonatées. Au Permien, la subsidence se pérennise dans la même région, rendant compte, dès le Wolfcampien, de sédiments très épais, souvent calcaires et riches en matière organique.

Au Léonardien et au Guadalupien s'installe l'ensemble des faciès qui fait l'objet principal de cette note. Au centre du bassin s'accumulent des dépôts parfois épais, terrigènes ou carbonatés, souvent euxiniques et riches en matière organique. Sur la bordure de la plateforme périphérique s'érigent des constructions carbonatées (surtout des bancs au Léonardien, des récifs au Guadalupien) qui alimentent une sédimentation carbonatée détritique abondante vers le bassin et tendent à isoler partiellement de ce bassin de vastes plateformes, situées en position périphérique externe par rapport à ces constructions. Ces plateformes elle-mêmes sont occupées par des dépôts

Busson, G. & A. Cornée, 1988. — Le Permien du Delaware (Sud des États-Unis, Texas et Nouveau-Mexique) : exemple de relations entre couches à matière organique de centre de bassin et évaporites de marge. *In* : G. Busson (ed.), Evaporites et Hydrocarbures. *Mém. Mus. nain. Hist. nat.*, (C), **55** : 95-143. Paris ISBN 2-85653-155-5.

Source : MNHN, Paris

carbonatés, détritiques, coquilliers, lagunaires et enfin á indices d'émersion. Vers l'extérieur, ces carbonates passent á des évaporites (sulfate de calcium d'abord, halite ensuite) qui, en position plus externe encore, passent á des terrigénes fins ou grossiers, d'environnement continental. A l'inverse des évaporites de centre de cuvette — où le classement des faciés « salin-croissant » est centripète — ici l'organisation du dépôt depuis le centre du bassin vers la périphérie continentale est un classement salin-croissant centrifuge.

On détaille les observations qui tendent á établir le reflux des saumures depuis les plateformes vers le bassin dans lequel ces eaux n'ont pas manqué de favoriser l'installation et le maintien d'un système d'eau stratifié. En outre, l'appel d'eau permanent, créé par une évaporation importante sur ces vastes plateformes périphériques, a dû favoriser l'introduction d'une grande quantité de nutriments, rendant compte d'une productivité élevée dans les eaux superficielles du bassin et favorisant la prolifération des récifs. L'ensemble de ces faits explique la richesse, presque chronique, en matière organique des coucbes de bassin. L'ensemble de ce dispositif prolifique n'exige pas de nombreuses conditions différentes dont le maintien en coïncidence pendant des temps géologiques aurait été improbable. Il a suffi qu'une dépression structurale affecte une portion d'une vaste aire de plateforme carbonatée, alors qu'un climat aride — au moins des phases arides — affectait la région.

Le bassin affamé (depuis une cinquantaine de millions d'années) est rapidement comblé par les anhydrites de la formation Castile, évaporites typiques de centre de cuvette. Puis, sur la région ainsi nivelée, les formations Salado et Rustler sont conformes au modéle des évaporites de plateforme, remarquablement pauvres en matière organique.

ABSTRACT

Permian Delaware Basin (South-East of United States, Texas and New Mexico) : a case of relationships between basinal organic-rich layers and margin evaporites.

As early as the Pennsylvanian time, a structural depression individualyzes the Delaware Basin surrounded by mountains Ouachita, Marathon and platforms, the latter standing in the way of a too important input and transit of clastics. The subsidence endures on the location of this Carboniferous depression, truly starved basin : it accounts for very thick Wolfcampian sediments often calcareous (the dolomites being now relegated on the platforms) and organic rich in the basin.

During the Leonardian, the platforms broaden and enrich themselves in evaporitic deposits, thus tending to partially surround the Delaware and Midland Basins. Therefore there is a first coincidence between very good source-rocks in the basin and the evaporite development on the surrounding platforms. The upper parts of the platforms are linked to the center of the basin by large canyons allowing from time to time sand flows from the platforms to the basin. In the basin, the often laminated facies include little macrofauna, composed of organisms that can live on the surface (ammonoids). Frequent in the other facies, the benthonic species (brachiopods, numerous molluscs), are only represented sporadically and by few species. The water stratification accounting for these ecological and sedimentological characters might have been created by the superposition of normal water on denser water, thus more saline. Towards the North-Western border, e.g. in a less central situation, the black basinal facies are changing to grey limestones, with benthonic species, themselves grading to detritics fed by the platform border " banks ", in which a diversified fauna and flora thrived. On the platforms the back shoal lagoons received a fine-grained limestone sedimentation, shelly limestones, more or less dolomitized, variegated clays and fine to coarse clastics. Furthermore, on the Northern, Eastern and Western platforms anhydrite and halite appear more or less interbedded with clays, pelites and sandstones. Few authors gave recent and precise quantitative mapping of this facies succession. Remarkably, the polarity of these deposits goes normally from the more marine at the center of the basin to the more continental towards the edge. As for the evaporite polarity, it is " centrifugal saline-increasing " : after the carbonate deposits, anhydrite then halite. This last mineral preceding the purely continental facies. Besides, the ratio between halite and calcium sulphate is much lower than that of these salts in modern sea water. It is to be thought that an important part of the brines having released their SO_4Ca didn't deposit their chlorides and might have swept back towards lower parts, a priori towards the basin. Channels and canyons cutting through the built barriers and linking the platforms with the deeper parts of the basin, might have made this reflux easier.

During the Guadalupian time, the platforms would have still extended, evaporites and clastics taking a more important development during the Leonardian, in particular towards the North and the East of the basin. In other respects, during this stage the platform border structures are true organic reefs, even more continuous than before, even better protecting the basin against the detritics flows. Still affected by an important subsidence, the basin stay insatiable up to the end of this stage. In the basin, even the sand of the beginning of the Guadalupian — still occasionally organic rich — would be " deep " deposits. Siltstone beds, uniformally deposited over the bottom of the basin would have been spread by density currents circulating in the water body over the deepest saline brines.

During the Middle Guadalupian, in a central area

Source : MNHN, Paris

more than ever limited by flexures, the detritics back up and an important subsidence takes place, marked by thick series with some organic rich facies.

During the Upper Guadalupian the basin would have been especially depressed, starved : while subsiding, it only received a thin layer of fine (eolian ?) sands, clays, limestones, still often organic-rich.

Outlying the basin, e.g. towards the North-West, fore-reef limestones, fed from the reefs themselves and their front, consist of fine to very coarse detrital limestones, or even mass slided, fossiliferous and real indicators of the reef slope. The Goat Seep reefs are therefore noteworthy for their size and their development and especially their thickness and centripetal progradation over their own debris. They have often been deeply affected by dolomitization. The back-reef carbonates include detritics, fine shelly, oolitic, pisolitic lagoonal facies, temporary exposure facies and they may as well be much dolomitized. Numerous facts converge to state that the normal marine water influx — evaporated down on the platform — were accompanied by a reflux of the heavy brines through the deepest channels. Some authors attribute to these brines a part of the dolomitization. The evaporitic and detritic provinces overlay vast areas (New Mexico, Texas, Kansas, Oklahoma) and these facies turned out extremely intricated. Dolomite, anhydrite and halite still show a " centrifugal saline-increasing " gradient. The rock salt is still showing a deficit, with regard with SO_4Ca in comparison with the marine water. Some authors generalized the interstitial model concerning the evaporite deposit, an interpretation not compatible with important brine reflux. The generalization of such a model is disproved. On the contrary, the play of the evaporating platforms leading to a constant equalizing marine water supply might have resulted in a considerable nutrient supply, favourable as well for life in the surface waters as for the reef proliferation.

During the Ochoen time, the starved basin — for some fifty millions years — is rapidly filled with the Castile anhydrite, typical basin center evaporites. The proposed interpretations for this serie are discussed as well as their general implications on deposit mechanism. The Salado and Rustler formations, spread over a leveled area, are consistant with the shelf evaporite model, noteworthy for their lack in organic matter.

The complex system including peripheral evaporite lagoons, built up belts bordering the platform and organic rich basins which endured during many tens of millions years is explained by a train of phenomena requiring only two conditions to begin with : it is sufficient that a carbonate platform — obviously leveled with the ocean — a) is hollowed by a local structural depression and b) is subject to an arid climate or at least presenting arid periods.

INTRODUCTION

Le « bassin permien » — ainsi qu'il est fréquemment désigné dans la littérature — comprend, dans le centre-sud des États-Unis (Ouest du Texas, Sud-Est du Nouveau Mexique), les sous-bassins du Delaware á l'Ouest et des Midlands à l'Est (fig. 1). Ces bassins sont particulièrement bien connus et ont fait l'objet de trés nombreuses publications, avant et aprés les remarquables et classiques synthéses de PH. KING (1942 ; 1948) et NEWELL *et al.* (1953). Ils sont en effet accessibles à l'observation dans de nombreux affleurements de la région des Monts Guadalupe vers le Nord, des Monts Delaware, Apache, de la Sierra Diablo et des Monts Glass au Sud. En outre et surtout, les séries permiennes de ces bassins ont été recoupées par une multitude de forages d'exploration pétroliére et de recherche et d'exploitation de la potasse qui ont apporté une trés grande quantité de données.

Ce bassin, en effet, est riche de nombreux gisements d'hydrocarbures, souvent á la fois localisés dans le Permien et originaires de couches de roches-méres permiennes ; gisements qui, pour ne pas avoir la taille de champs géants, n'en n'ont pas moins attiré une grosse activité de recherche. Récemment, HILLS (1984) a encore souligné que le Permien inférieur et moyen représente, dans cette région, une des principales périodes d'accumulation d'hydrocarbures. Outre cette richesse, la découverte relativement précoce d'une partie de ces champs fait de ce bassin un cas historique sur lequel les données publiées abondent. Mais au delá de cette abondance des données, l'intérêt des auteurs prend sa source dans les particularités géologiques de ce « bassin permien ». Ainsi, le sous-bassin du Delaware, malgré une taille modeste (33 000 km^2 ; HILLS, 1984), offre avec ses séries permiennes une variété de faciés remarquables aussi bien par la gamme lithologique représentée, que par la rapidité des changements et par la coïncidence avec des disparités d'épaisseur, également trés fortes et parfois brutales. Ces conditions ont évidemment paru favorables aux auteurs dans une tentative de meilleure compréhension des mécanismes génétiques et des associations de faciés.

Source : MNHN, Paris

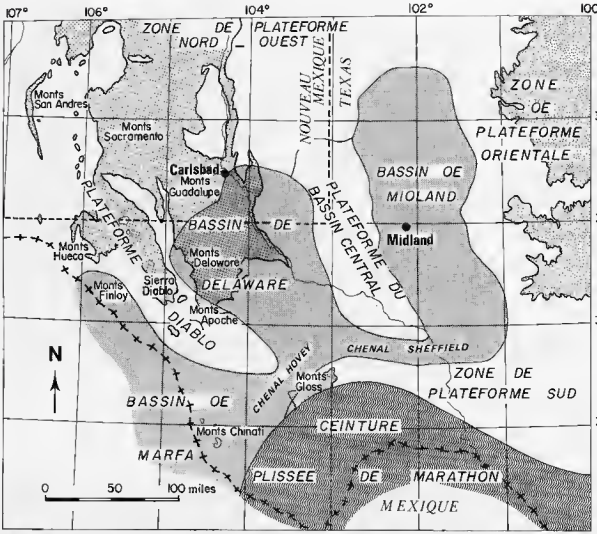


FIG. 1. — Carte de localisation des provinces et traits géologiques principaux du « bassin permien », cités dans le texte. D'après TODD, fig. 1 *In* WILDE et TODD, 1968.

Une circonstance supplémentaire explique le grand intérêt sédimentologique de ce bassin permien : c'est la faiblesse des déformations tectoniques qui ont affecté la région après le Permien. En particulier, cette région n'a pas été soumise aux mouvements laramides[1]. Les exhaussements intervenus, en particulier pendant le Cénozoïque, n'ont fait que ployer légèrement les couches du bassin et ont favorisé l'exhumation et la mise à l'affleurement de certaines parties,

1. Ceci est une nouvelle illustration de l'extrême rigidité de ces cratons du continent nord américain, rigidité d'autant plus surprenante que ces différents cratons peuvent être séparés par des zones très mobiles. Le même caractère explique l'admirable préservation d'autres bassins, à la fois plus anciens et en même temps plus sensibles du fait de l'abondance de sel, tels que la série silurienne (Salina) du Michigan.

Source : MNHN, Paris

permettant ainsi une observation plus continue et plus précise que les seules données de subsurface. JACKA *et al.* (1974) ont été parmi les auteurs á signaler que la topographie du Guadalupien a été tout á fait exhumée et rajeunie par les mouvements cénozoïques et que l'érosion des Monts Guadalupe et de l'Ouest du bassin du Delaware a permis de bonnes observations.

Nous n'envisagerons ici que les enseignements des séries du Permien inférieur et moyen, principalement du Léonardien et du Guadalupien, á l'exclusion d'une description détaillée des séries ochoennes (en particulier formations Castile et Salado). Ce sont en effet les étages Léonardien et Guadalupien qui présentent avec le plus de netteté les phénoménes résultant des mécanismes auxquels nous allons nous intéresser.

Grossièrement, le bassin du Delaware comprend, au Permien inférieur et moyen, trois domaines distincts et á peu prés pérennes (fig. 2). Au centre, c'est le domaine « bassin » proprement dit. Au Permien moyen (Léonardien, Guadalupien), cette partie bassin du Delaware est d'aprés HARMS (1974) une structure profonde presque circulaire d'environ 160 km de diamétre. Un gauchissement structural important a permis, dans ce bassin, le dépôt de plus de 1 000 m de sédiments, soit de l'ordre de 75 m/MA (HARMS). Sédimentologiquement, ce domaine est caractérisé par des faciés marins, parfois relativement profonds, constitués par des détritiques en général fins (argiles, pélites, grés fins, plus rarement grossiers) et par des calcaires. La caractéristique la plus remarquable de ces couches de centre de cuvette est leur richesse répétée, presque habituelle, en matière organique et bitumineuse. D'aprés HARMS, les eaux du bassin avaient une profondeur d'au moins 100 m au Léonardien et au moins 600 m au Guadalupien supérieur. Le deuxième domaine, qui entoure la zone déprimée du bassin, est installé sur la bordure de la plateforme périphérique et pré-continentale. Il comprend essentiellement des faciés carbonatés, qui eux-mêmes se divisent en deux types. D'une part, il y a une couronne — dont l'étroitesse était déjá soulignée par SLOSS (1959) — de carbonates construits, soit mécaniquement : ce sont les « bancs », fréquents dans le Wolfcampien et le Léonardien ; soit biologiquement : ce sont les récifs, fameux dans le Guadalupien. D'autre part, il y a les carbonates détritiques qui sont en particulier les débris de ces couronnes et de ces massifs construits et dont la production a été favorisée par la dénivelée régnant habituellement entre les crêtes récifales ou construites de la zone d'action des vagues et, d'autre part, en contrebas, le fond déprimé du bassin. Le troisiéme domaine est celui de la plateforme, périphérique, précontinentale — parfois très large — oú s'est engendrée, en général sous faible profondeur d'eau ou même sous tranche d'eau temporaire, toute une gamme de faciés marins, lagunaires, intermédiaires ou continentaux. Derriére ces lagunes s'étendaient des platiers de déflation et des plaines alluviales qui faisaient le passage au domaine continental proprement dit.

Dans la répartition des faciés, des épaisseurs et des différentes zones morphologiques, le déterminisme structural a été d'une importance primordiale. Tout d'abord, ce sont des subsidences trés différenciées qui ont localisé, á l'origine, le bassin et les plateformes. En outre, l'existence d'une frontiére tranchée entre ces deux domaines, parfois même d'une véritable flexure (cf. flexure de Bone Spring au Léonardien) rend compte de l'installation d'une couronne récifale qui a isolé de façon plus ou moins complète les deux domaines précédents. Au déterminisme structural initial — et entretenu par des mouvements de même sens — se sont ajoutés des phénoménes sédimentologiques. L'existence d'une plateforme plus ou moins large, véritable aire de décantation, et en outre d'une barriére construite ont convergé pour limiter considérablement l'importance des détritiques arrivant au bassin. Au contraire, en amont de la barriére construite, c'est-á-dire sur la plateforme, le domaine s'est avéré favorable á un taux de sédimentation rapide. Les eaux peu profondes, aérées et éclairées ont permis la prolifération de faune et de flore (dont un microphytobenthos abondant). Par ailleurs, á évaporation égale, l'augmentation de salinité est évidemment plus forte dans une tranche d'eau trés peu épaisse que dans un bassin profond. Dans ce domaine d'arriére-récifs, les entraves apportées aux circulations avec la mer ouverte étaient une circonstance favorable supplémentaire. Cette aire a donc été propice aux dépôts chimiques du moment qu'existaient un climat aride ou des phases temporaires arides. Enfin, la proximité du continent rend compte d'apports détritiques — fluviaux et surtout éoliens — plus abondants qu'ailleurs. Plusieurs auteurs, depuis SILVER *et al.* (1969), ont en outre

Source : MNHN, Paris

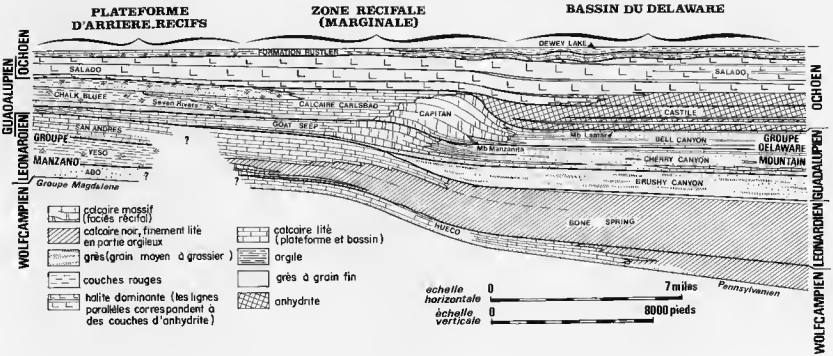


FIG. 2. — Coupe schématique N.W.-S.E. du bassin permien dans la région des Monts Guadalupe du Wolfcampien à l'Ochoen (d'après KING, fig. 2 modifiée), destinée à illustrer la répartition des épaisseurs et des principaux faciès dominants.

Source : MNHN, Paris

insisté sur le rôle de la compaction : alors que celle-ci a été faible, en particulier sur les zones carbonatées construites, elle a pu être forte au centre du bassin, avec des sédiments très fins et riches en matière organique. SILVER *et al.* ont rappelé les chiffres de WELLER (1959) pour des faciès de ce type : compaction de l'ordre de 65 % sous un enfouissement de 30 mètres et pouvant atteindre 80 % sous un enfouissement de 3 000 mètres. Dans la mesure où le bassin permien restait localisé dans la même aire tout au long de ce système, la compaction des faciès centraux sous-jacents entraînait donc une recrudescence de l'approfondissement. La progradation centripète des barrières construites, très bien reconstituée par exemple au Guadalupien, est un phénomène qui réduit la superficie du bassin, mais non la dénivelée entre le fond de sa partie centrale et les aires périphériques.

De très nombreux auteurs ont insisté sur ces mécanismes qui ont abouti á combler la place offerte sur les plateformes — c'est-á-dire á rehausser les zones hautes — et au contraire á laisser vacante la zone déprimée. Cette auto-aggravation de l'état hérité de la tectonique est particuliérement lourde de conséquences dans un modéle de répartition des faciés aussi évidemment contrôlé par la profondeur de l'eau.

Mais il nous semble par contre que trés peu d'auteurs ont invoqué un autre mécanisme qui aggravera les précédents, sur lequel nous allons insister dans cette note et dont nous allons dire immédiatement quelques mots.

Trois observations sont á la base du concept que nous allons proposer.

1) Il y a en gros coïncidence dans le temps entre les faciés riches en matière organique au centre du bassin, d'une part, et, d'autre part, les faciés chimiques sur les plateformes périphériques. 2) Les faciés du bassin, riches en matière organique, sont fréquemment des faciés trés finement laminés, trés appauvris en faune benthique, dont la genése repose sur l'existence d'un système d'eaux stratifiées, le plus souvent stratifiées par densité, c'est-á-dire par salinité. 3) Les évaporites présentes sur les plateformes périphériques consistent principalement en sulfate de calcium, la halite n'étant que faiblement représentée. Le bilan des sels présents dans l'eau de mer correspondant au contraire á une trés forte dominance de la halite par rapport au sulfate de calcium, les faits observés suggérent qu'il y a eu un reflux considérable de saumures chlorurées vers les aires déprimées, c'est-á-dire vers le bassin. On retrouve ici la notion d'exportation de saumures á partir de plateformes qui sont le siége de dépôts évaporitiques avortés, saumures qui s'écoulent par gravité vers d'éventuelles zones basses adjacentes, oú elles entraînent l'apparition d'un système á deux corps d'eau et la préservation de la matiére organique (BUSSON 1984 a, b, c ; BUSSON, 1988).

Ainsi, avec le dispositif morphologique ci-dessus évoqué (bassin-barriére-plateforme périphérique), avec l'existence au moins de phases arides sporadiques au cours du Permien, avec un certain ajustement du niveau océanique et des plateformes du bassin permien, se trouverait réalisé un système hydrologique qui ajouterait ses effets aux mécanismes ci-dessus rappelés. En effet, il est évident que l'installation d'un système d'eaux stratifiées dans un bassin a toujours pour effet d'y réduire encore le taux de sédimentation, á la fois par l'élimination plus ou moins complète de la prolifération benthique (c'est-á-dire de la construction carbonatée active) et aussi par la réduction des transports détritiques dans des eaux stagnantes. En outre, la préservation de la matiére organique, qui est le résultat le plus spectaculaire de ces systémes d'eau (cf. DAVIES et LUDLAM, 1973 ; DEGENS et ROSS, 1974), favorise, á moyenne et á longue échéance, une compaction particuliérement forte.

LA GENÈSE DU BASSIN DU DELAWARE AVANT LE LÉONARDIEN

Au Mississippien, la région se présente toujours comme une plateforme cratonique stable et le futur bassin du Delaware ne se trouve pas encore nettement individualisé. Au Pennsylvanien, se creuse d'aprés GALLEY (1958) un bassin presque fermé, entouré de régions montagneuses á relief élevé, en particulier le complexe Ouachita-Marathon. A cette même époque, ADAMS (1965)

Source : MNHN, Paris

évoque une dépression structurale fortement négative et le bassin du Delaware est circonscrit vers l'Est et séparé du bassin des Midlands par l'érection de la ride médiane. Cette subsidence pennsylvanienne est le début d'un phénomène considérable, puisque 6 000 m de sédiments vont s'accumuler dans le bassin entre cette deuxième partie du Carbonifère et le Permien. En outre, au Pennsylvanien, cette différenciation structurale commence à reléguer les plateformes carbonatées à la périphérie et celles-ci, dès cette époque, tendent à bloquer les apports détritiques en position externe et à en protéger la partie centrale déprimée de la future cuvette permienne. Un bassin affamé [2] (cf. ADAMS *et al.*, 1951) est en train de naître.

L'aube du Permien serait marquée par de nouveaux mouvements des masses continentales voisines dont témoigne une certaine recrudescence des apports détritiques dans le bassin. Petit à petit toutefois, tout au long du Wolfcampien, les détritiques tendront à régresser au profit de carbonates très épais. La très forte subsidence wolfcampienne est attestée par le grand développement des turbidites et par les quelques 2 400 m d'épaisseur de cet étage, valeur qui serait banale comme le fait remarquer ADAMS (1965) en bassin intramontagneux, mais qui apparaît extraordinaire dans un tel bassin « autogéosynclinal » (*ibid.*). En même temps, ces mouvements individualisent mieux le bassin du Delaware et la fosse de Marathon ; le bassin des Midlands s'ouvrant vers le Sud, apparaissant comme une annexe du bassin de Marathon (GALLEY, 1958). Deux observations sédimentologiques sont importantes. D'une part, en position « bassin », les sédiments wolfcampiens apparaissent à de nombreux niveaux comme déjà riches en matière organique (ADAMS, 1965 ; HILLS, 1984). D'autre part, un changement radical se note dans la nature et la répartition des carbonates. Comme l'a fait remarquer GALLEY (1958) alors que dans les séries paléozoïques antérieures, les dolomies se localisaient dans les régions à fortes épaisseurs, dès le Wolfcampien — à l'inverse — les dolomies sont l'apanage des plateformes périphériques et, dans le bassin au contraire, les carbonates qui s'accumulent sont des calcaires. Rappelons enfin que les évaporites, exprimées sous la forme de sel, semblent assez rares, les témoins préservés étant localisés actuellement à l'Est du bassin des Midlands.

Le schéma de répartition des faciés n'est pas sans préfigurer celui du Permien moyen : plateforme carbonatée à la périphérie ; bassin subsident avec séries détritiques puis carbonatées, riches en matière organique ; existence de « bancs » en bordure de plateforme, etc. Mais il est difficile ici, en l'absence de quantités importantes de sulfate de calcium, de prouver le jeu, dans le bassin, des saumures refluant à partir de plateformes. Ce jeu toutefois n'est nullement invraisemblable (cf. ci-dessous Léonardien et Guadalupien) dans la mesure où les dolomies que nous observons sur les plateformes ont pu, à l'origine, correspondre à des dépôts d'annexes évaporatoires. Ainsi se présente le cas de la sédimentation léonardienne au début de cet étage. ADAMS a fait justement remarquer que l'expression de bassin affamé (*starved basin*) était insuffisante pour cette aire du Delaware : il valait mieux parler de fosse insatiable (*insatiable trough*) ! Ni le Léonardien, ni le Guadalupien n'en viendront à bout et seules les séries anhydritiques du Castile arriveront à combler et à niveler la région, bientôt toute entière recouverte par les évaporites de plateforme de la formation Salado.

2. L'expression de " starved basin " — que l'un de nous a traduite en 1974 en bassin affamé — semble avoir été employée pour la première fois par ADAMS *et al.*, en 1951 dans le bassin des Midlands. Autour d'un bassin, d'origine structurale et pratiquement fermé, vaste à cette époque de plus de 45 000 km², le Pennsylvanien supérieur était connu sous la forme de plateformes carbonatées, épaisses, fossilifères où deux groupes étaient distingués : le Strawn supérieur à la base et le Canyon et le Cisco au sommet. Au centre du bassin, le Pennsylvanien supérieur semblait faire défaut. ADAMS *et al.*, pourtant, ont réfuté l'existence d'une lacune. L'émersion de cette région, centrale, déprimée apparaissait inconcevable et l'éventuel balayage des sédimenta du Pennsylvanien supérieur par des courants ne pouvait s'admettre dès lors qu'aucun récepiacle situé en contrebas n'existait pour les recevoir. Par ailleurs, l'allure des récifs, les amincissements constatés sur les bordures des plateformes vers ce centre de bassin et la présence de faciés plus profonds dans cette même direction ont suggéré à ADAMS *et al.* que cette aire centrale était représentée par une très mince couche de sédiments. Le Pennsylvanien supérieur y consiste en effet en une mince couche de clastiques fins non fossilifères, jusqu'alors fallacieusement regroupés avec les silts du Wolfcampien susjacent. Notons que l'absence de matériel organique aussi bien benthique que planctonique dans ces couches de bassin affamé ne nous a pas semblé recevoir d'explication satisfaisante dans cet article d'ADAMS *et al.* Par ailleurs, ADAMS *et al.* ont souligné l'importance de bassins satellites (bassin de Fort Worth, Ardmore, Anadarko, Rowe Mora et Marathon) pour piéger les sédiments terrigènes en provenance des continents périphériques et d'éventuels reliefs insulaires. L'efficacité de ce piégeage contribue à rendre compte de la formation et du maintien d'un bassin affamé dans la partie centrale du dispositif.

Source : MNHN, Paris

LE LÉONARDIEN :

Au Léonardien le bassin du Delaware, ainsi qu'á un moindre degré celui des Midlands, ont continué á être affectés d'une subsidence forte. Notons que celle-ci a été jugée moins active qu'au Wolfcampien par ADAMS (1965), tandis que HAYES (1964) a jugé que la subsidence au Léonardien avait été plus forte qu'antérieurement. Cette subsidence importante se traduit par les contrastes remarquables des épaisseurs et des faciés entre le domaine du bassin et celui des plateformes. Le caractère tranché de la frontiére entre les deux domaines a pu être démontré. Ainsi PH. KING a établi jadis (1948) le jeu fondamental de la flexure de Bone Spring dans la sédimentation et l'activité de cette flexure pendant le Léonardien. GALLEY (1958), quant á lui, par une cartographie de toute une partie du bassin, a permis de prendre conscience de la rapidité du passage de faciés entre les dolomies, faciés des plateformes et les calcaires caractérisant le bassin (cf. fig. 31).

A cette subsidence active et entretenue s'est ajoutée une diminution des reliefs nourriciers de la sédimentation détritique (ADAMS, 1965 ; GALLEY, 1958). Ce fait n'a pu que restreindre le taux de sédimentation dans le bassin en voie de creusement. Au total, malgré environ 1 200 m de sédiments dans les zones les plus subsidentes, le bassin est resté affamé, insatiable même. Il aura été plus profond au Léonardien qu'il ne l'a été au Wolfcampien et l'étage suivant (Guadalupien) va *hériter* d'un bassin déprimé.

HILLS (1984) a récemment confirmé une interprétation classique en imputant le caractére trés stagnant du Léonardien á des entraves qui seraient apparues entre ce bassin et la mer ouverte, du fait en particulier du développement de plateformes carbonatées. HILLS évoque bien les plateformes qui ont entravé la région de communication, puisqu'il ajoute qu'il est resté deux chenaux qui ont permis le maintien en surface d'eau aérée et productrice. Une autre observation va nous mettre sur la voie d'une interprétation différente, ou peut-être complémentaire.

Ce Léonardien voít, en effet, á la fois un élargissement important des plateformes et sur celles-ci une extension remarquable des faciés évaporitiques sur les aires marginales, ceinturant plus ou moins complétement les bassins du Delaware et des Midlands. Cette concomitance entre le développement de faciés évaporitiques sur les plateformes et de dépôts stagnants dans le bassin va être à l'origine de l'hypothèse génétique ici développée.

LES FACIÈS DU BASSIN

Les faciés du bassin du Léonardien renferment de trés belles roches-mères (SCHOLLE *et al*, 1980 *in* WARD *et al.*, 1986). ADAMS (1965) déjá avait signalé que, par la rareté des éléments clastiques, ces roches-méres léonardiennes s'avéraient supérieures aux faciés bassin du Guadalupien qui les surmontent. Aussi, bien des auteurs dont SILVER *et al.* (1969) ont évoqué les calcaires micritiques sombres et les calcaires coquilliers, les argilites sombres, les pélites et les grés des parties profondes du bassin du Delaware.

SILVER *et al.* (1969) ont souligné dans le Nord du bassin permien le caractère détritique de la formation basale du Léonardien (WICHITA, tab. I). Par de grands canyons, le sable serait arrivé jusque dans la partie profonde du bassin sur des épaisseurs atteignant 450 m. Ces auteurs font remarquer qu'un de ces canyons au moins échancre la plateforme jusqu'á 5 km de la marge ; fait important à conserver en mémoire quand nous allons faire intervenir la descente de saumures effluentes en provenance de la plateforme vers le centre du bassin. SILVER *et al.* analysent les causes et les modalités qui rendent compte du passage des détritiques aux calcaires quand on monte de la formation Wichita à la formation Clear Fork (deuxiéme moitié du Léonardien). Sans reprendre ces interprétations, rappelons qu'au Clear Fork supérieur l'élargissement des plateformes couvertes d'évaporites, de dolomies

Source : MNHN, Paris

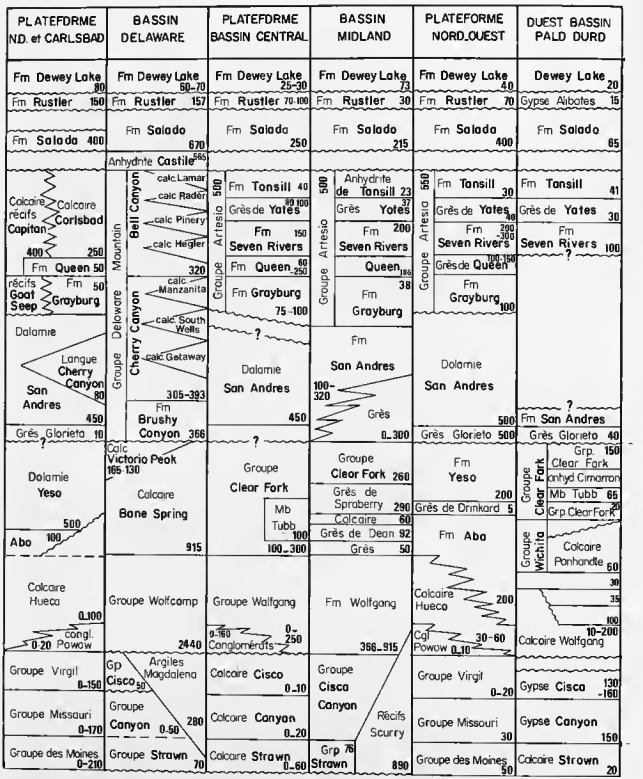
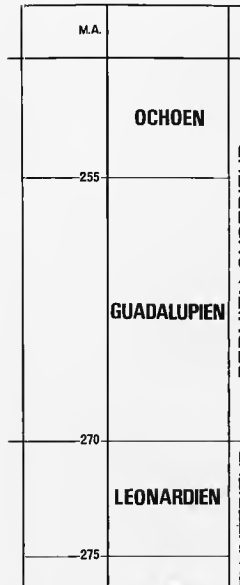


TABLEAU 1. — Tableau de corrélation des unités stratigraphiques dans le bassin permien. L'épaisseur des formations est donnée en mètres. Les formations citées dans le texte sont indiquées en caractères plus gras. D'après HILLS et KOTTLOWSKI (1983) modifié.

Source : MNHN, Paris



et de calcaires (Formation Yeso [3] et base de la formation San Andres) est considéré comme une des causes de l'amenuisement des arrivées de détritiques dans le bassin.

Rappelons simplement quelques éléments de la description, très claire et nullement vieillie, donnée par PH. KING (1948) pour ces faciès bassin, tels qu'ils s'observent dans la partie Sud-Est des monts Guadalupe.

Il s'agit, nous dit KING, de calcaires noirs, pétrolifères, argileux. On sait que HAYES (1964) a parlé de calcaires fétides au sujet des couches de la formation Bone Spring. Dans cette région, il y a eu dépôt continu de ces calcaires noirs, sans pratiquement dépôt d'autre matériel. Aux calcaires colorés par le matériel bitumineux ne s'ajoutent qu'un peu de matériel argileux et la présence d'un peu de silice. Certaines parties du dépôt s'avèrent finement laminées par une alternance feuilletée de couches claires et sombres. Ces laminations seraient imputables à de légères différences dans la texture et la couleur. Dans les lamines sombres, plus calcaires, il y aurait plus de spicules d'éponges siliceuses et de sphères d'algues ; dans les claires, plus de carbonates magnésiens et de quartz fins, détritiques. L'argile peut être, suivant le cas, plus abondante dans les lamines sombres ou dans les claires. L'épaisseur moyenne des unités élémentaires varie d'une fraction de millimètre à 1 cm. En général, l'épaisseur des unités sombres est deux à trois fois plus forte que celle des unités claires. Mais ailleurs, des unités claires peuvent avoir jusqu'à 20 fois l'épaisseur des unités sombres.

De grandes épaisseurs de dépôts sont dépourvues de fossiles. En outre, certains bancs fossilifères comportent surtout des Ammonoïdes, organismes nectoniques libres et indépendants d'éventuelles conditions défavorables à la vie dans la partie profonde du bassin. Au contraire, les organismes benthiques (Brachiopodes, nombreux Mollusques), qui sont relativement abondants dans les autres domaines (avant-récifs, récifs, etc.), ne sont représentés que sporadiquement et par peu d'espèces. Les Fusulinidés sont absents. Seuls quelques niveaux au sein des calcaires noirs contiennent la faune de Brachiopodes (Productidés et Spiriféridés en particulier) que l'on trouvera en abondance dans les faciès de cal-

3. En toute rigueur, la série évaporitique du Léonardien comprend, au-dessous du Yeso, le Abo et au-dessus l'équivalent de la base des calcaires de San Andres.

Source : MNHN, Paris

caires gris (cf. § les faciés d'avant-bancs et d'avant-récifs et les faciés construits, ci-dessous). Les sables et les clastiques, en général, sont peu abondants, sauf au Sud-Est dans la région de Glass Mountains où existent des grès et des conglomérats provenant de la ceinture récemment plissée de la région de Marathon. Selon ADAMS (1965) les clastiques qui existent dans le bassin y avaient été distribués par des coulées de turbidites.

Au vu de ces faciés, le grand calme des eaux est attesté par la conservation de très fines laminations et — remarquait déjà PH. KING — par la préservation de structures organiques très fragiles telles que la chambre des Ammonoïdes. Le caractère anoxique — ou au moins hypoxique — quant à lui est établi par la rareté des animaux benthiques, la préservation des lamines les plus fines — témoignages probables des alternances saisonnières de la tranche d'eau superficielle — et enfin l'abondance de la matière organique et de ses dérivés bitumineux. La profondeur, au moins relative, du dépôt n'a fait de doute pour aucun auteur. HARMS rappelle des valeurs estimées de profondeur de l'eau auprés de la marge : 100 m d'après NEWELL *et al.* (1953) et plus de 300 m pour PH. KING (1948). En outre, on trouve à l'appui de cette idée des raisons sédimentologiques : il en est ainsi du grand calme de la sédimentation qui nous situe sous la zone d'action des vagues, et aussi de la pérennité de conditions stagnantes qui suppose une certaine permanence d'un corps d'eau appauvri en oxygéne et donc une tranche d'eau minimale. PH. KING ajoutait déjà en 1948 des raisons géométriques, en remarquant la coïncidence entre la localisation de ces calcaires noirs et la flexure de Bone Spring, grâce au jeu de laquelle se trouvait à l'évidence déprimée la partie « bassin » où ils se localisent.

Une conclusion nous semble se dégager, qui a été peu soulignée jusqu'alors. On sait qu'une stratification des eaux telle que celle que nous conduisent á admettre les observations sédimentologiques, repose en général sur l'existence de deux corps d'eau superposés de salinité différente. Or, la localisation des calcaires noirs correspondants dans les parties les plus profondes du bassin nous semble signifier que cette stratification de densité ne provenait pas d'eau dessalée en surface — comme dans l'actuelle mer Noire —, mais au contraire de l'existence d'eau sursalée ou relativement sursalée dans les parties les plus profondes du bassin. Une telle conclusion est corroborée par l'allure normale des éléments nectoniques (Ammonoïdés, Nautiles etc...) qui incline á considérer les eaux de surface comme ayant conservé, quant á elles, une salinité normale.

LES FACIÈS D'AVANT-BANCS ET D'AVANT-RÉCIFS ET LES FACIÈS CONSTRUITS

PH. KING (*ibid.*) a décrit dans les Monts Guadalupe les « calcaires gris » succédant aux calcaires noirs qui viennent d'être évoqués, en contre-haut de la flexure de Bone Spring. Stratonomiquement, il s'agit de calcaires gris clair en couches plus épaisses que les calcaires noirs et même parfois en couches massives. Déposés dans une eau moins profonde, plus claire et plus aérée que les calcaires noirs, ils se sont étalés sur de grandes distances sous la forme de vastes nappes qui diffèrent des récifs et constructions beaucoup plus massives encore et plus irrégulièrement litées qui apparaîtront en contre-haut [4]. Dans ces faciés la faune, abondante, consiste en nombreux Productidés à coquilles épaisses, Spiriféridés et nombreux autres Brachiopodes, Fusulinidés, Nautiles.

PH. KING avait déjà évoqué la diminution de superficie du bassin au cours du Léonardien. Il avait ainsi montré qu'entre la partie inférieure du Léonardien et sa partie supérieure les calcaires gris (membre de Victorio Peak) ont gagné de plusieurs miles sur le domaine antérieurement occupé par les calcaires noirs de faciés bassin. HARMS précise que la marge du bassin a migré de 5 km pendant le Léonardien supérieur.

Autre précurseur, ADAMS (1965) a exposé que les plateformes á l'Est et à l'Ouest du bassin du Delaware avaient été bordées par des édifices construits qui ont á la fois protégé de vastes lagunes — vers l'extérieur — et en même temps — vers l'intérieur — ont limité le transport de

4. Pour certains auteurs, dont HAYES (1964), les carbonates accumulés sur le bord de la plateforme et qui ont fait barrière entre les faciés de plateforme à l'amont et les faciés du bassin à l'aval sont également appelés Victorio Peak et non pas seulement les faciés de pente.

Source : MNHN, Paris

débris et de boues calcaires au large des plateformes vers le bassin. Le même auteur avait déjà souligné qu'au Nord du bassin du Delaware il y a eu plus de débris calcaires issus des plateformes et accumulés en contrebas. Cette circonstance rend compte de l'existence de réservoirs pétroliers importants dans ce secteur. En même temps, les cônes alluviaux sous-aquatiques empilés au droit des chenaux, ont permis cette progradation centripète de la plateforme, déjà mentionnée ci-dessus. Le matériel ainsi accumulé a pu constituer le substratum des récifs du Guadalupien dont il a donc préparé l'édification et le mouvement centripète.

La nature des édifices construits des marges de plateforme de ce Léonardien n'est pas dans les objectifs de cette note. Rappelons seulement que bien des auteurs (dont SILVER *et al*, 1969) ont signalé qu'il s'agissait plutôt de « bancs » que de véritables édifices récifaux, comme il allait s'en développer au Guadalupien. Ces bancs, moins résistants aux vagues que les véritables constructions coralliennes, étaient constitués de débris coquilliers, d'oolithes etc. Le biota y était dominé par des Crinoïdes, des Fusulines, des algues calcaires, des Brachiopodes, des Bryozoaires et des éponges. En ce qui concerne la largeur de ces faciès de marge, rappelons que SILVER *et al.* étudiant le secteur Nord du bassin, la chiffrent entre 5 et 8 km en général, exceptionnellement à une quinzaine de kilomètres. Cette zone d'importance capitale est donc considérablement moins étendue que les deux domaines de bassin et de plateforme qu'elle sépare.

LES PLATEFORMES D'ARRIÈRE-BANCS ET D'ARRIÈRE-RÉCIFS

Le développement et l'extension des plateformes est un phénomène remarquable au Léonardien à la périphérie du bassin du Delaware. Elles s'étendent avec leur cortège de carbonates, d'évaporites et de détritiques à l'Est du bassin, sur la ride centrale, mais aussi à l'Ouest sur la ride de Diablo et également au Nord et même au Sud dans la région de Star Mountains (ADAMS, 1965 ; GALLEY, 1958). Nous n'évoquerons pas ici — comme nous le ferons ci-dessous pour le Guadalupien — les faciès présents sur ces plateformes. Dans ces lagunes ils se sont déposés dans des eaux chaudes, aérées, souvent agitées, sous la forme de calcaires fins ou calcaires à débris coquilliers, tous pouvant être plus ou moins affectés par la dolomitisation. Les argiles versicolores et les clastiques, fins ou grossiers, ne sont pas rares. Les auteurs ont souvent invoqué comme mécanismes d'épandage de ces clastiques plutôt des déplacements de dunes ou de nuages de poussières qu'un transport fluviatile. Rappelons que les magasins poreux, soit liés aux carbonates — en particulier dolomitisés — soit liés à ces clastiques, constituent un certain nombre de pièges à hydrocarbures dont l'origine est en général localisée dans les roches-mères du bassin, mais parfois — comme l'avait déjà écrit GALLEY dès 1958 — dans les roches-mères indigènes à la plateforme.

Fait important, les évaporites apparaissent en accumulations significatives sur les plateformes du Nord, de l'Est et de l'Ouest en particulier. Au Nord du bassin du Delaware où elles sont peut-être les plus abondantes, GALLEY (1958) en a fourni une des rares représentations cartographiques existantes (fig. 33 et 34), précisant, d'une part, la quantité d'évaporites par rapport aux deux autres constituants principaux (carbonates et clastiques) et, d'autre part, la proportion relative de sel par rapport aux évaporites totales (sel et anhydrite). La figure 3 ci-jointe est une tentative pour combiner ces données sous la forme d'un schéma unique. SILVER *et al.* (1969) ont évoqué la progression des faciès évaporitiques apparaissant dans la formation Wichita et se développant dans les membres inférieur, moyen et supérieur de la formation Yeso (équivalent du Clear Fork). Ces faciès apparaissent dans le bassin de Palo Duro, où les calcaires dolomitisés et les évaporites montrent une grande extension des lagunes dans ce Wichita. C'est au Clear Fork moyen qu'apparaissent pour la première fois des « salt pans » au Sud de l'Arche Matador et le sel et l'anhydrite deviennent communs au Yeso supérieur au voisinage de cette même arche. Là comme ailleurs, les évaporites et les dolomies restent intercalées de pélites et de grès. En outre, le domaine de ces faciès s'élargissant, les évaporites se rapprochent plus du bassin qu'elles ne l'ont jamais fait antérieurement.

Cette évocation extrêmement sommaire des faciès de plateformes du Léonardien va nous permettre de proposer deux observations.

1) Le classement des grands groupes de faciès a une polarité remarquablement évidente.

Source : MNHN, Paris

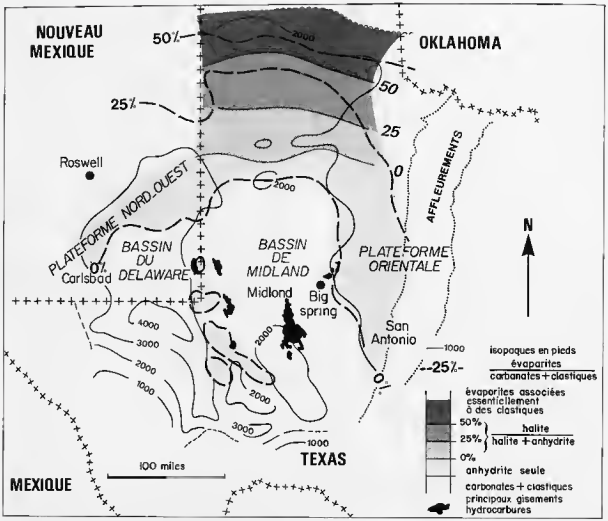


FIG. 3. — Carte du Léonardien du bassin permien : isopaques, pourcentage des évaporites rapportées à l'épaisseur totale de l'étage et pourcentage de la halite rapportée au total des évaporites. Carte dressée d'après les données de GALLEY 1958, fig. 29, 33 et 34.

Au centre du bassin se trouvent les faciès marins pélagiques, sur les marges de plateformes les faciès marins construits, puis des faciès lagunaires souvent affectés par la dolomitisation, puis des faciès évaporitiques précédant les dépôts continentaux. On remarquera sur la figure 4, parmi les dépôts évaporitiques, que le sulfate de calcium est surtout abondant dans une couronne jouxtant les carbonates et le sel gemme dans une portion de couronne périphérique plus externe, précédant les faciès continentaux. Bref, on a une polarité parfaitement centrifuge depuis les faciès les plus marins jusqu'aux faciès les plus évaporitiques — c'est-à-dire les plus solubles — et enfin jusqu'aux faciès continentaux. Il est évident que cette polarité centrifuge des faciès salins croissants est irréductiblement différente et diamétralement opposée à la polarité centripète de la salinité croissante qui s'observe dans les évaporites dites de centre de bassin ou évaporites de cuvette (BUSSON 1978 et 1988).

2) la cartographie très sommaire et très schématique de ces accumulations, apportée par la figure 3 suffit pour établir le fait suivant : non seulement dans ces évaporites de marge de plateforme manquent complètement les sels ultimes de la paragenèse évaporitique marine (chlorure et sulfate de potassium et magnésium), mais

Source : MNHN, Paris

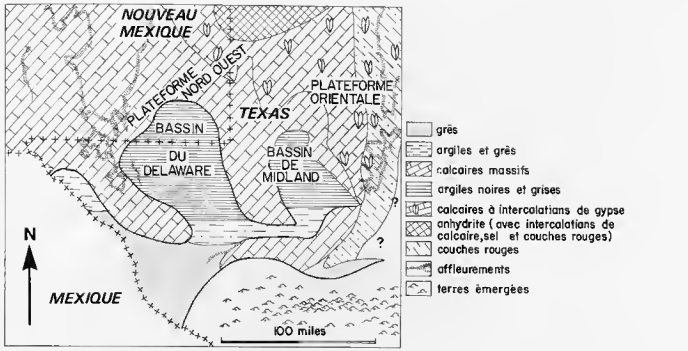


FIG. 4. — Carte de faciès du Léonardien supérieur du bassin permien, d'après P. B. KING 1942, fig. 29 modifiée. Les noms de formation cités par KING n'ont pas été repris.

en outre il est évident que la quantité de sel gemme représentée par rapport à la quantité de sulfate de calcium est considérablement inférieure au bilan respectif de ces sels dans l'eau de mer. Cela signifie qu'une certaine proportion des saumures qui se sont délestées de leur sulfate de calcium dans la couronne concentrique aux carbonates de plateforme n'ont pas déposé la plus grande partie de leur stock de chlorures. Il s'agit typiquement de ce que l'un de nous a appelé un « dépôt évaporitique avorté » (BUSSON 1984 a et b). L'hypothèse la plus simple, même si elle est difficile à établir de façon formelle, c'est qu'il y a eu reflux important de saumures lourdes vers les zones basses régionalement présentes. L'existence de chenaux et de canyons entre le domaine de la plateforme et le domaine du bassin, au travers de la couronne d'édifices construits ayant été abondamment prouvée par les observations de nombreux auteurs, il est plausible que ces saumures denses se soient écoulées jusque dans les parties les plus basses du bassin du Delaware, y favorisant la stratification par densité que nous avons été conduits à y supposer dans les lignes ci-dessus.

LE GUADALUPIEN DU BASSIN DU DELAWARE

L'intérêt et la diversité de ces faciès sont très grands. Les récifs du Capitan sont de véritables classiques de la littérature géologique. En outre, cet étage s'est révélé contenir au moins la moitié des réserves d'hydrocarbures découvertes dans le bassin Permien. Or, l'habitat des ces hydrocarbures se répartit dans les différents domaines. Comme le rappellent WARD *et al.* (1986), ils se sont accumulés aussi bien en position d'arrière-récifs, soit dans les dolomies des lagunes, soit dans des clastiques en contact amont avec les évaporites ou encore en domaine « bassin » dans les clastiques remplissant de grands chenaux (cf. infra). Ces objectifs ont évidemment été à l'ori-

Source : MNHN, Paris

gine d'un effort d'exploration fructueux sur le plan scientifique.

Dans ce Guadalupien, les plateformes ont pris un important développement. JACKA *et al.* (1974) précisent que la plateforme nord-ouest avait une largeur de 80 à 500 km. A l'exception d'une bande étroite de carbonates, proche de la marge du bassin, toute la partie moyenne et externe de cette vaste plateforme s'est trouvée occupée par des clastiques et des évaporites. GALLEY (1958) qui a fourni une cartographie du Guadalupien inférieur et supérieur pour la partie nord et est du bassin (cf. fig. 5, 6 et 7 ci-jointes), observe que les évaporites sont plus abondantes dans cet étage que dans le Léonardien, en particulier dans les aires septentrionales et orientales (plateforme du bassin central).

Les éléments terrigènes sont plus abondants que dans le Léonardien tant sur les plateformes que dans le bassin où ils dominent. Dans ce dernier domaine, ils sont en outre généralement à grain plus grossier, bien que, comme l'a fait remarquer HILLS (1984), ces sables et silts s'étendaient jusqu'au cœur du bassin à des profondeurs pouvant atteindre 1 200 m. Évidemment, dans ce bassin, les faciès complémentaires (argiles,

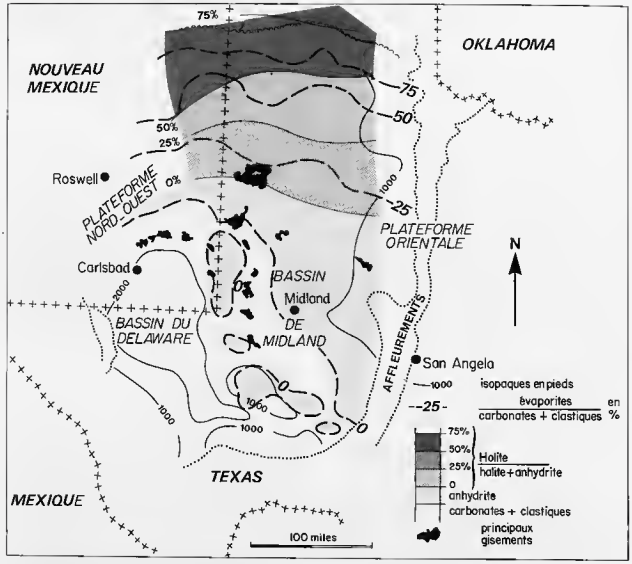


FIG. 5. — Carte du Guadalupien inférieur du bassin permien : isopaques, pourcentage des évaporites rapportées à l'épaisseur totale de l'intervalle et pourcentage de la halite rapportée au total des évaporites. Carte dressée d'après les données de GALLEY 1958, fig. 35, 38 et 39.

Source : MNHN, Paris

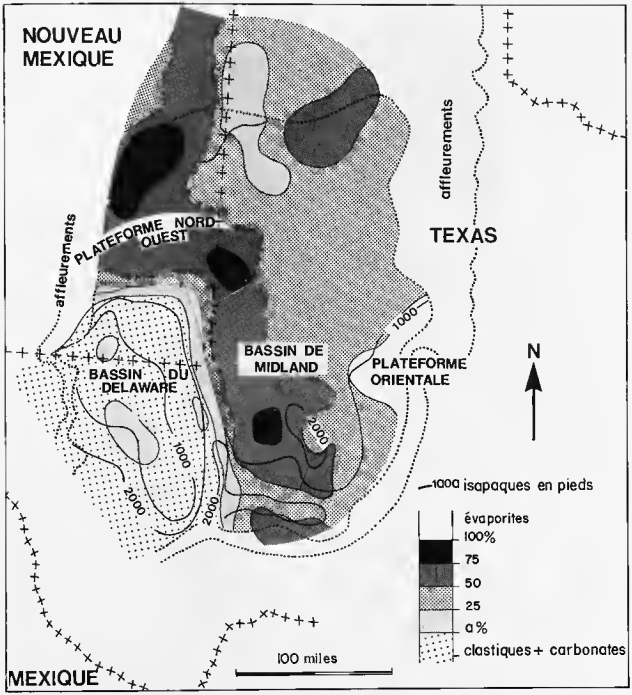


FIG. 6. — Carte du Guadalupien supérieur du bassin permien : isopaques et pourcentage des évaporites rapportées à l'épaisseur totale de l'intervalle. D'après les données de GALLEY 1958, fig. 40 et 43.

calcaires, conglomérats) sont proportionnellement moins abondants que dans le Léonardien sous-jacent. Ils ne représentent pas plus de 5 % du volume total (HARMS *et al.*, 1988).

Rappelons aussi que les constructions récifales (récifs de Goat Seep du Guadalupien moyen et récifs du Capitan dans le Guadalupien supérieur) sont de vrais récifs organiques, à la différence des « bancs » oolithiques et coquilliers qui frangaient la marge externe des plateformes au Léonardien.

Source : MNHN, Paris

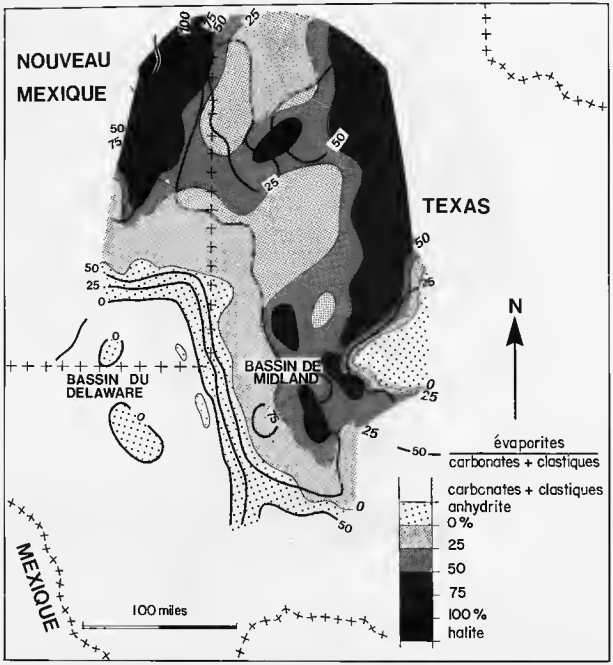


FIG. 7. — Carte du Guadalupien supérieur du bassin permien : pourcentage des évaporites rapportées à l'épaisseur totale de l'intervalle et pourcentage de la halite rapportée au total des évaporites. D'après les données de GALLEY 1958, fig. 43 et 44.

Ces récifs semblent avoir eu un relief et une continuité inégalés dans les constructions antérieures. De nombreux auteurs — dont encore HILLS (1984) — ont imputé à cette barrière la faiblesse des apports dans le bassin. Cette faiblesse, combinée à la subsidence active, rend compte du fait que ce bassin, déjà affamé à la fin du Léonardien, est demeuré insatiable jusqu'à l'aube des formations ochoennes. Des masses de calcaires détritiques se sont accumulées au pied des reliefs récifaux, mais elles ne se prolongent que sous la forme de langues de plus en plus minces, vers la profondeur centrale du bassin qu'elles n'ont donc pu efficacement contribuer à combler.

Source : MNHN, Paris

Un auteur comme HILLS impute la richesse en matière organique de nombreuses couches du Guadalupien aux restrictions imposées à la circulation avec la mer ouverte par le développement des plateformes carbonatées. Ici encore l'explication partielle que nous proposerons á une bonne conservation de la matière organique engendrée en surface, sera différente et mettra en cause l'action des saumures effluentes á partir des dépôts évaporitiques avortés. Avant d'évoquer la sédimentation dans les différents domaines, rappelons quelques chiffres de profondeur qui ont été avancés au sujet de cette Méditerranée permienne. SILVER *et al.* (1969) évaluent, á la fin de la formation Goat Seep, la dénivelée entre la crête des récifs — á fleur d'eau — et le fond du bassin á 200 m environ (600 á 700 pieds). A la fin du Capitan, la partie centrale du bassin oú se déposait le calcaire Lamar se serait trouvée 600 á 700 m (1 800 á 2 400 pieds) au-dessous de la crête récifale du Capitan (d'aprés ADAMS *1936 in* PH. KING 1948 et ADAMS 1965). Pour une aire aussi restreinte cette mer intérieure présentait donc effectivement une profondeur assez importante.

LA PARTIE PROFONDE DU BASSIN

Le Guadalupien inférieur

Le Guadalupien inférieur correspond dans ce domaine á la formation Brushy Canyon. La sédimentation reste marine dans ce domaine, mais elle contraste fortement avec les faciés sous-jacents du Léonardien (calcaires et clastiques très fins, bitumineux de la formation Bone Spring). En effet, la formation Brushy Canyon est surtout constituée de grés — á grain moyen, fin ou grossier — et de pélites. Ces faciés s'organisent en rythmes répétitifs : á la base des grés, parfois grossiers, qui semblent avoir rempli de vastes et profonds chenaux et canyons. Il sont surmontés de grés de plus en plus fins et au litage devenant si régulier et si fin que les auteurs l'ont assimilé á des varves. Les grès de la partie supérieure des rythmes sont argileux et souvent riches en matière organique bitumineuse. Le rythme sus-jacent débute par une nouvelle période de chenalisation et de grès grossiers.

Les auteurs anciens (par exemple PH. KING, 1948) ont insisté sur les indices attestant une profondeur d'eau moindre que celle que l'on peut rétablir pour les formations léonardiennes sous-jacentes. Il en est ainsi non seulement du grain grossier de beaucoup de passées gréseuses, mais également de la présence de stratifications entrecroisées, de ripple marks, de coquilles marines brisées, de Fusulines orientées etc... Et des auteurs comme KING ont eu tendance á interpréter le passage de la formation Bone Spring (léonardienne) á la formation Cherry Canyon par une simple diminution de la tranche d'eau.

Mais les mécanismes invoqués par de nombreux auteurs, tant anciens que modernes, font appel á des processus relativement indépendants de la profondeur d'eau.

Ainsi WARD *et al.* (1986) imputent l'épandage généralisé des pélites á des dépôts de suspension et les grès bien classés, mal cimentés, surtout cantonnés aux chenaux auraient été tractés et déposés par des courants de densité, en provenance des plateformes (WILLIAMSON 1977, *in* WARD *et al.*, 1986).

HARMS (1974) a étudié, principalement á la faveur des affleurements des monts Guadalupe, les grés et les pélites de la Brushy Canyon, á proximité de l'endroit oú ceux-ci se biseautent contre la pente de la plateforme. HARMS rappelle d'abord que ces détritiques ont été considérés comme des dépôts peu profonds par KING (1948) et NEWELL *et al.* (1953) avant d'être interprétés comme des dépôts de turbidité sur des cônes de mer profonds par des auteurs tels que HAYES (1964) ou JACKA *et al.* (1968). En fait, HARMS cite de nombreuses observations établissant le caractère profond de ces dépôts. Parmi elles, les arguments géométriques — par rapport á la pente récifale voisine — suggérent une bathymétrie de l'ordre de 300 á 600 m. Par contre, il récuse l'existence de courants de turbidité aussi bien en milieu profond que peu profond.

HARMS a observé et décrit en particulier, sur ces affleurements, de grands chenaux dont la largeur atteint ou dépasse le kilomètre, profonds de 20 á 30 m, á plancher plat et rives fortement pentées et de direction perpendiculaire á la marge. Ces chenaux résulteraient d'un creusement par des courants de densité (fig. 8-1). Les grès sont strictement limités á ces chenaux et viennent buter contre leur paroi. Il s'agit de bancs tabulaires de grès quartzeux á grain fin ou trés fin, avec passées conglomératiques, notam-

Source : MNHN, Paris

ment galets de calcaires ou de dolomies du Léonardien. La plupart des couches s'avèrent non classées et présentent une stratification horizontale, plus rarement inclinée. Le sable de ces remplissages a été transporté par traction à proximité du fond (fig. 8-3). Contrairement à des dépôts de turbidité, on n'observe pas de classement textural, ni les stratifications caractéristiques des turbidites aussi bien anciennes qu'actuelles. Par ailleurs, les faciès proximaux et distaux ne présentent pas les différences importantes qui caractérisent les remplissages par courants de turbidité. Le fait que les grès grossiers, poreux, dépourvus d'argile se cantonnent aux chenaux et enfin l'absence de levées et de dépôts d'inondation sont d'autres arguments contre l'hypothèse de courants de turbidité.

L'agent de transport de ce matériel de remplissage apparaît donc ne pas avoir changé, ni dans sa capacité de transport ni dans son régime sur de grandes distances. Ces courants ont coulé par les chenaux qu'ils avaient contribué à creuser comme une rivière depuis les plateformes où s'engendraient les saumures denses jusque vers la partie la plus profonde des bassins. Notons que HARMS admet que le matériel détritique collecté par ces courants sur les plateformes aurait, une fois entraîné, ajouté son poids à la densité due à la salinité de ces saumures.

A côté de ces grès cantonnés aux chenaux, HARMS a décrit et interprété des bancs de pélites remarquables qui s'étendent aussi bien à ces chenaux, à leur pente qu'aux aires qui les séparent les uns des autres. Ces détritiques très fins, répandus dans tout le bassin du Delaware, ne marquent pas de changement ni dans leur épaisseur, ni dans leur texture en fonction de leur position par rapport aux chenaux ou aux autres irrégularités du fond. HARMS en donne l'interprétation suivante. A certaines époques, les courants

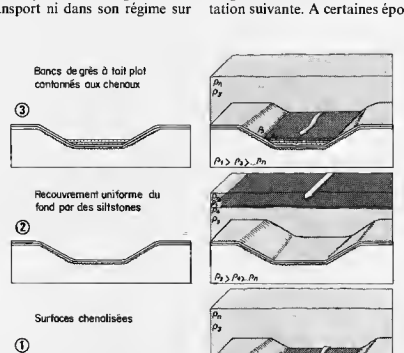


FIG. 8. — Schéma interprétatif des dépôts de sables, limons et argiles dans la Formation Brushy Canyon. (D'après HARMS 1974, fig. 2).

1 — Affouillement du fond des chenaux par de forts courants d'eau dense s'écoulant vers le bassin, sous des eaux moins denses ($\rho 1 > \rho 2 > \ldots \rho n$).

2 — Dépôt de limons qui tombent depuis une couche d'eau intermédiaire s'écoulant vers le centre du bassin.

3 — Dans les chenaux, dépôt de sables transportés par traction par des courants d'eau dense, à faible ou à fort régime et ayant une faible turbidité.

Source : MNHN, Paris

de densité issus des plateformes et chargés de limons, se seraient avérés moins denses que les saumures de fond du bassin. De telles coulées au lieu d'atteindre le fond du bassin, auraient alors « flotté » sur les saumures de fond, cheminant comme un écoulement intermédiaire (*interstratal flow*) (fig. 8-2). Un tel cheminement, opéré hors de toute gravité et dans des conditions d'extrême facilité, aurait permis la distribution de ce matériel dans tout le bassin. Répandu comme des poussières dans la haute atmosphère, le matériel limoneux aurait petit-á-petit, par chute lente au travers des saumures de fond, atteint et tapissé l'interface sédiment-eau.

D'aprés Harms *et al.* (1988), il paraît probable que de tels courants de densité aient joué dés le Léonardien. En outre, selon les mêmes auteurs, les observations d'affleurements et de subsurface, permettant de définir la distribution des grés et des pélites et montrant l'existence de chenaux similaires dans tout le Groupe Delaware Mountains (Formations Brushy Canyon, Cherry Canyon et Bell Canyon) conduisent á généraliser ce processus d'épandage des détritiques á tout le Guadalupien. Dans un bassin stratifié par densité, les sables ont été déposés dans les chenaux par les coulées d'eau plus dense circulant sur le fond du bassin ; le matériel limoneux, quant á lui, a été transporté par des saumures moins denses s'écoulant à un niveau intermédiaire et a été déposé dans toute l'étendue du bassin.

Le Guadalupien moyen

Il correspond dans le bassin du Delaware à la formation Cherry Canyon, dont l'épaisseur assez homogéne est de l'ordre de 300 m. Dans la partie inférieure de cette formation, les grés continuent à être dominants, témoignant de conditions relativement agitées. D'aprés Hayes (1964), il faudrait invoquer plutôt que les classiques apports du Nord-Ouest des cheminements en provenance du Sud ou de régions beaucoup plus lointaines, telles que l'Uncomphagre Uplift. Des rythmes sont encore présents : grés massifs, couches calcaires puis grés finement lités quelquefois assimilables á des varves. Certaines couches ont encore été décrites comme bitumineuses.

Dans la partie supérieure, la sédimentation apparaît plus calme, moins riche en éléments terrigénes. La subsidence semble avoir été importante dans ce Guadalupien moyen encore ainsi que cela est indiqué par l'existence 1) d'épaisseurs relativement fortes ; 2) de conditions relativement profondes dans la moitié supérieure et 3) d'une flexuration sur les marges du bassin — rappelant, mais avec une importance moindre, la flexure de Bone Spring. En outre, l'édification des récifs de la formation Goat Seep (cf. infra) devait s'opposer partiellement au cheminement des terrigénes arrivant sur la plateforme externe (Hayes, 1964). Lithologiquement les membres calcaires de cette partie supérieure de la Cherry Canyon apparaissent assez différents. Le membre Manzanita est le seul membre — avec le calcaire Lamar — á être généralisé á tout le bassin du Delaware. En outre, il conserve les mêmes caractéres et la même épaisseur sur une grande aire. Il évoque donc un dépôt en eau calme et non la simple remise en mouvement d'accumulations calcaires détritiques au pied du récif. Par contre, il présente une faune riche et diversifiée qui ne suggére pas un confinement poussé. Sur ce dernier point, il en est de même du calcaire Getaway. A d'autres niveaux, par exemple dans le membre South Wells, existent des calcaires bitumineux rappelant ceux de la formation Bone Spring du Léonardien sous-jacent ou évoquant ceux, par exemple du Lamar de la formation Bell Canyon.

Ce type de calcaires confinés présente une faune moins diversifiée et dominée par les animaux de surface (Ammonoïdés en particulier).

Le Guadalupien supérieur

Il correspond, dans le bassin, á la formation Bell Canyon. Les épaisseurs dans ce domaine sont faibles, de l'ordre de 200 m. Elles contrastent ainsi avec les épaisseurs beaucoup plus fortes observées sur les marges de la plateforme (450 á 600 m pour les récifs du Capitan) ; ou même sur la plateforme en position d'arriére-récifs (la formation de Carlsbad, 250 á 300 m). La subsidence a encore été forte, attestée par une flexure marginale. Et les apports, au centre du bassin, ont encore dû être réduits par la barriére efficace que devaient constituer les puissants appareils récifaux du Capitan. La conjonction de cette subsidence et de la faiblesse des apports rend compte du fait que la mer correspondant au dépôt de la formation Bell Canyon semble avoir été particuliérement profonde. De telles conditions expliquent les dénivelées relativement impor-

Source : MNHN, Paris

tantes qui ont été estimées entre les crêtes récifales á fleur d'eau et le fond du bassin á l'époque du calcaire Lamar (cf. supra ; HAYES (1964) cite le chiffre de 450 m entre le plancher des lagunes d'arriére-récifs et le fond de la partie centrale du bassin). Ces dénivelées importantes ont eu deux conséquences sédimentologiques. 1) De grands glissements sous-marins se sont produits sur la pente récifale et loin par rapport aux récifs pendant cette formation Bell Canyon, ainsi que l'avaient déjá noté NEWELL *et al.* (1953) ; 2) De telles dénivelées entre le fond du bassin et les lagunes périphériques contribuent à rendre particuliérement plausible la fuite des saumures depuis les plateformes vers la partie centrale, soit par des chenaux, soit par écoulement lent à travers le matériel poreux et perméable de la barriére.

Les sables sont encore représentés dans cette formation Bell Canyon, mais leur importance est moindre. Ils sont á grain trés fin, au point que déjá ADAMS (1936) *in* PH. KING (1948) avait suggéré qu'ils pouvaient être d'origine éolienne. Finement laminés, avec des surfaces de litage planes et réguliéres, ils évoquent un dépôt effectué en eau calme. Les grés et les pélites peuvent encore s'organiser á certains niveaux avec des couches calcaires en rythmes rappelant un peu ceux de la formation Cherry Canyon sous-jacente.

Les calcaires et les argiles, souvent riches en matiére organique, redeviennent abondants á ce niveau bien que, comme l'ont fait remarquer HARMS *et al.* (1988), ils ne constituent qu'une proportion mineure de l'ensemble du Guadalupien. Des conditions assez proches de celles régnant lors du dépôt de la formation Bone Spring semblent avoir été rétablies. Les membres calcaires, plus ou moins étendus dans le bassin, apparaissent comme des projections qui se sont faites á partir des accumulations de calcaires détritiques, empilées au pied des pentes récifales. Ainsi, le membre Lamar fait 90 m en bordure du bassin, s'amincit jusqu'á 2 m dans les affleurements les plus centraux et en subsurface n'est plus représenté que par « quelques pieds d'argiles silteuses » (WARD *et al.*, 1986). TYRRELL (1969) précisait moins de 1,5 m d'argile silteuse, noire, laminée, responsable d'un pic radioactif remarquable sur les logs gamma ray. Lithologiquement PH. KING décrit cette unité comme des calcaires bitumineux á texture et á litage fins, gris sombre ou noirs et les impute á des conditions calmes, profondes. WARD *et al.* (1986) précisent qu'en certains points du bassin, ces calcaires Lamar correspondent à des conditions plutôt disaérobies qu'anaérobies : localement, ils sont fortement perforés et présentent des organismes benthiques, dont les Lamellibranches. Mais, en position plus centrale, ce membre Lamar paraît dépourvu de fossiles. En même temps, les signes de transport de sédiments, les éléments classés et les traces de perforation deviennent rares. Dépourvus de porosité et riches en matiére organique, ces calcaires ont la particularité d'avoir pu servir à la fois de roches-mères et de roches couvertures pour des niveaux gréseux de la formation.

TYRRELL (1969) distingue clairement dans le membre Lamar trois milieux de dépôt. 1) En position la plus périphérique, la marge de bassin est caractérisée par des bancs faits de matériel classé, consistant en intraclasts et grain «skeletal » redéposés. 2) Le milieu de « bassin », plus interne, présente des mudstones réguliérement laminés et des wackestones á intraclastes et débris skeletal plus fins. Ce milieu est déjá caractérisé par une couleur sombre, voire noirâtre et par des lentilles de cherts paralléles á la stratification. 3) Le « bassin affamé » dans la position la plus centrale (cf. ci-dessus) est fait de pélites argileuses noires et de cherts. Les bancs calcaires n'y dépassent pas quelques pouces d'épaisseur. Le faciés est dans l'ensemble trés uniforme. TYRRELL attribue la couleur sombre ou noire à l'abondance des argiles, de la matiére organique et du sulfure de fer.

La formation Bell Canyon, immédiatement au-dessus du calcaire Lamar, se termine par des grés, correspondant essentiellement á des remplissages de chenaux qui peuvent s'étendre trés loin dans le bassin (jusqu'á 70 km par rapport à la bordure de la plateforme) (HARMS *et al.*, 1988). Ces grés sont recouverts de façon continue et progressive par les évaporites de la formation Castile. Localement HAYES (1964) a signalé que quelques pieds de calcaires non fossilifères sont présents à la base du Castile, provenant du début de l'évaporation de cette épaisse tranche d'eau héritée de l'âge Bell Canyon au début du confinement plus sévère. Une autre ére s'ouvre pour l'histoire du bassin.

Source : MNHN, Paris

Conclusion

Dans le bassin, à cet étage, il y a prédominance des grés et des pélites, avec seulement des langues calcaires, projetées á partir des bordures. En position centrale, les éléments de ces calcaires ont le plus souvent la taille des limons ou des argiles. Ils sont souvent sombres, laminés, peu fossilifères, évoquant une stagnation des eaux et un système stratifié de façon permanente. WARD *et al.* signalent que ces calcaires ont été affectés d'une compaction importante et ont fait l'objet de silicifications : ainsi les fossiles peuvent être sélectivement transformés en cherts ou en méga-quartz. A ces éléments fins s'ajoutent toutefois les dépôts dus à des courants de turbidité, par exemple au droit des canyons, des reliefs récifaux et des glissements en grande masse sur les pentes récifales (cf. le paragraphe suivant). Les éléments terrigénes ont d'abord été roulés et soufflés á travers les lagunes et se sont écoulés á travers de grands chenaux traversant les récifs et formant des remplissages de chenaux et des cônes alluviaux. JACKA *et al.* (1974) signalaient également que les canyons qui entaillaient les marges s'étendaient loin jusque dans le domaine des plateformes. Les clastiques enfin ont pu être étalés au fond du bassin en suspension ou sous la forme de courants de fond. Les paragraphes suivants vont porter sur les domaines d'origine de ces matériaux exogénes.

Les dépôts d'avant-récifs et la couronne récifale

Si les plateformes carbonatées entourent plus ou moins continûment le bassin du Delaware, il faut reconnaître que les descriptions les plus nombreuses et les plus précises de ces faciès proviennent du secteur nord-ouest du bassin et, en particulier, des Monts Guadalupe. C'est á partir de cette région que nous évoquerons quelques traits importants.

Les faciès d'avant-récifs

Les auteurs parlent, au sujet de ces dépôts, de plaines d'épandage, de talus sous-aquatiques, de dépôts de chenaux etc... Dans ce domaine, les calcaires sont moins finement stratifiés qu'ils ne le sont dans le bassin central, mais moins massifs que dans les récifs qui les jouxtent, les surmontent et les alimentent. Calcaires gris du fait d'un peu de matiére organique préservée, ils apparaissent, de ce point de vue aussi, intermédiaires entre les calcaires noirs du bassin et les carbonates clairs des récifs. La présence de cette matiére organique confirme qu'entre les milieux parfaitement conservateurs du fond du bassin et les milieux trés oxydants de la tranche superficielle se sont étalées des aires intermédiaires oú la préservation était, en montant, de moins en moins bien assurée et de façon de moins en moins permanente. Stratonomiquement notons encore que ces calcaires d'avant-récifs peuvent être affectés d'une certaine pente de dépôt.

Dans ce faciés s'intercalent des couches épaisses d'anciens sables calcaires qui ont coulé á la partie inférieure du récif. Il existe aussi des galets anguleux, par exemple dans le membre Rader. SILVER *et al.* (1969) évoquent un bloc de plus de 4 m trouvé á une quinzaine de kilomètres du front du récif du Capitan. TYRRELL (1969), envisageant plus précisément les pentes du récif du Capitan, évoque á l'avant du récif des packestones de couleur claire, en partie dolomitisés et mal lités avec pendage primaire vers le bassin. Les grains sont des sables ou des débris intraclastiques ou coquilliers pouvant avoir même la taille des graviers.

Enfin, les fossiles ne sont pas rares. Il peut s'agir de fossiles transportés comme nombre de ceux qui sont présents dans les faciés bordiers du calcaire Lamar. Mais il existe également une faune indigène prolifique : ainsi de la faune á Bryozoaires du membre Rader. Les calcaires á débris coquilliers sont tout á fait fréquents.

TYRRELL envisageant les faciès du front du Capitan (bordure de plateforme et pente) énumère une faune á caractère marin normal : Brachiopodes, Bryozoaires, éponges, Crinoïdes, coraux, Mollusques et foraminiféres auxquels s'ajoutent des algues. Enfin, comme dans le bassin profond, ces fossiles et fragments de fossiles peuvent être silicifiés.

Ces dépôts sont évidemment imputables á l'inclinaison du front récifal. Une pente de 30° a ainsi été observée, fossilisée sur le front du Capitan (ADAMS, 1965 ; SILVER *et al.*, 1969). Les processus de transport en masse étaient facilités par le fait que le sommet de cette topographie se trouvait dans la zone d'action des vagues. Les auteurs ont évoqué les phénomènes de glisse-

Source : MNHN, Paris

ments en masse, de transport en suspension, de courants de turbidité etc... qui ne sont pas dans l'objectif de cette étude.

Les récifs

La masse importante de carbonates que représentent les formations récifales de Goat Seep et du Capitan a constitué un objectif de premier plan pour l'exploration pétrolière. Cet objectif était d'autant plus intéressant qu'à certaines époques des niveaux de grès se sont intercalés dans cette zone récifale. Les données de subsurface sont donc abondantes ainsi que l'atteste un exemple cité par Silver *et al.* (1969) : c'est grâce au fait que dans certaines aires les puits ne sont pas distants de plus de 600 m que l'on a pu suivre et reconstituer la progradation et le déplacement latéral des appareils récifaux au cours des temps Goat Seep et Capitan. En outre, de nombreuses observations ont pu être faites sur les affleurements des monts Guadalupe. Au total, ces conditions excellentes ont permis une bonne connaissance de la morphologie de ces appareils (y compris parfois de l'inclinaison de leur talus vers le bassin), de leur déplacement, de leur constitution, des répercussions des montées et des descentes relatives du niveau marin etc.. Les escarpements actuellement visibles sur les affleurements ont pu être considérablement modifiés par l'érosion et le gauchissement qui a affecté le bassin. Et les dénivelées observables ne correspondent pas aux valeurs originelles et ne sont évidemment pas transposables sans de fortes corrections. La plupart de ces faits n'ont pas d'incidence sur les mécanismes que nous tentons de reconstituer dans ce travail et ne sont donc pas développés ici.

L'aire récifale marque le début de la plateforme proprement dite : les eaux ont dû y être peu profondes, chaudes, agitées, éclairées et ont pu être alimentées — partiellement au moins — par des eaux de bassin plus profondes, plus calmes et peut-être plus froides. Toutes les conditions ont été réunies pour fixer le calcaire, aussi bien par voie biochimique que par voie chimique éventuellement, en particulier dans les lagunes d'arrière-récifs. La conjonction des conditions favorables au biota récifal, d'une localisation sur une marge subsidente rend compte des épaisseurs très fortes observées. Ajoutons aux chiffres déjà cités ci-dessus pour le Guadalupien moyen une épaisseur de 450 m pour les calcaires de Goat Seep (qui ne dépassent pas quelques kilomètres en largeur) et seulement de la moitié pour les séries extérieures aux récifs.

Les épisodes de régression marine, en amenant l'émersion d'une partie des récifs, en ont ravivé l'érosion. Un tel mécanisme a contribué à accroître et à accélérer l'édification des cônes et épandages détritiques au pied des récifs, préparant ainsi une plateforme nouvelle à l'accrétion récifale en direction du centre du bassin.

Hayes (1964) a fait observer que le Capitan, à certaines époques, s'est développé vers le bassin (c'est-à-dire latéralement) aussi vite que vers le haut (verticalement). Il y a eu croissance centripète du récif — ce que Hayes appelle le membre massif — sur son propre talus — le membre bréchique —. Finalement, la roche récifale peut apparaître moins importante que le talus récifal.

Lithologiquement, Tyrrell (1969) a décrit le Capitan comme constitué de packestones, de calcaires massifs, des wackestones et localement de boundstones souvent altérés par recristallisation. Souvent une dolomitisation très développée gêne la reconstitution des différentes parties de ces édifices où néanmoins la trame organique et la structure résistante aux vagues apparaissent indubitables. Pourtant Hayes (1964) a supposé que les algues, éponges et Bryozoaires constructeurs du Capitan n'ont pas formé un réseau aussi rigide que celui que l'on trouve dans beaucoup de récifs actuels. Cette fragilité aurait grandement facilité un morcellement du récif vers le talus, particulièrement rapide et important, contribuant encore à constituer des pièges potentiels pour des hydrocarbures.

Du point de vue du biota, Tyrrell (1969) a souligné que la faune du Capitan avait un cachet marin normal. Les auteurs ont évoqué une trame de Spongiaires et d'algues, avec des niches occupées par des Fusulines, des Tétracoralliaires, des Bryozoaires, des Brachiopodes, des Lamellibranches, des Gastéropodes, des Céphalopodes, des Trilobites, des Ostracodes, des Crinoïdes et des Echinoïdes. Dans le Goat Seep, les Coralliaires sont plus rares que dans le Capitan ou même absents.

En ce qui concerne les deux formations successives, disons simplement que la formation Goat Seep — correspondant à la transgression du Guadalupien moyen de Ph. King, 1948 — est

Source : MNHN, Paris

encore largement associée á des grès (« langue » de grés de la formation Cherry Canyon) qui sont présents en particulier dessous et au Nord-Est. La formation Capitan, sorte d'apogée de l'épisode récifal, a constitué une barriére plus continue, plus pure et plus étanche au transport détritique que les édifices antérieurs.

Les récifs s'arrêtent á la fin de la période Guadalupe ou au début de la période Castile quand les eaux deviennent sursalées dans le bassin, s'apprêtant á déposer les évaporites dans toute la partie centrale.

Intérêt historique des études sur le récif du Capitan

Soulignons que les études sur ces récifs du Guadalupien Supérieur et en particulier sur le plus prestigieux d'entre eux, le récif du Capitan, ont un intérêt historique considérable. DUNHAM (1972), dans une note fondamentale, a précisé l'évolution de nos conceptions sur ces édifices. Mais rappelons d'abord que, grâce á une exploration pétroliére active et á une prolificité certaine de cette région en hydrocarbures, des découvertes nombreuses ont été faites depuis longtemps. Aussi dés les années 1920, de nombreux travaux géologiques ont été publiés sur ces édifices et leur position dans l'ensemble du bassin. DUNHAM (*ibid.* fig. 4) illustre le rapprochement des quatre domaines de faciés principaux : c'est ainsi que du Nord-Ouest au Sud-Est, quatre coupes respectivement situées dans le domaine des évaporites (Chalk Bluff), dans celui des dolomies (Carlsbad), dans le récif (Capitan) et enfin dans le bassin (formation Bell Canyon) ne sont distantes les unes des autres que de 5 miles environ. En outre, il est rappelé que dés 1929, CRANDALL *et al.* (*in* DUNHAM, 1972) avaient évoqué la présence d'un récif-barriére au sens *géologique* du terme : c'est-á-dire celui d'une construction carbonatée á peu prés pure, limitée par des surfaces plus ou moins inclinées et encadrée ou encapuchonnée par des formations de nature lithologique plus ou moins différentes, nonobstant la nature précise de la construction carbonatée. Mais le même DUNHAM rappelle que dés 1950, LOWENSTEIN précisait pour les géologues le concept de récifs écologiques oú les organismes constructeurs forment á la fois une partie appréciable du matériel mais aussi le liant des constituants différents qui y participent et lui fournissent pour l'essentiel sa rigidité et sa structure résistante aux vagues. Dés lors, nous pouvons, á la suite de DUNHAM, distinguer les trois interprétations fondamentales (fig. 9) qui ont vu le jour dans ce bassin, comme elles ont pu être évoquées depuis dans bien d'autres bassins.

1) LANG (1937 *in* DUNHAM, 1972) aurait interprété de façon particuliérement claire et explicite l'édifice du Capitan comme un récif géologique (et non économique) (fig. 9 A). Pour cet auteur, il ne s'agirait que d'un relief marginal (par rapport au bassin) sur lequel deux observations sont considérées comme déterminantes. D'une part, il existerait dans le Capitan des plans de litage bien définis — incompatibles avec l'interprétation d'un récif animal — et, d'autre part, la répartition des organismes observés ne supporterait pas une telle interprétation, le calcaire particulaire étant majoritaire. Le développement de récif animal ne représenterait plus que des phases mineures et temporaires. Les carbonates des formations de Carlsbad et Capitan ont pu être produits par les débris d'organismes, mais ceux-ci n'en ont pas constitué le liant, l'armature. La cimentation de ces édifices est alors imputée aux phénoménes qui se sont déroulés lors de phases d'émersion de leur partie supérieure, îles qui ont contribué á réduire les circulations entre le bassin et les lagunes arriére-récifales.

2) DUNHAM choisit KING (1948) comme auteur ayant défendu l'interprétation de la « pente ininterrompue » (fig. 9 B). Cette interprétation se fonderait en particulier sur le fait que l'observation des litages dans la zone de passage du Capitan au faciés Carlsbad n'aurait pas mis en évidence de pente appréciable côté lagune. Dés lors, le récif se serait présenté plutôt comme une plateforme carbonatée que comme un édifice en relief trés net. KING d'ailleurs considérerait que le confinement, attesté á l'amont des édifices carbonatés par la présence d'évaporites, a été dû plutôt á des phénoménes purement hydrodynamiques, qu'á une restriction occasionnée par la morphologie du fond. Enfin sur l'importante controverse du récif géologique (ou simplement morphologique) et du récif écologique (ou animal), KING adopterait une position plus proche de celle de LANG que de celle de NEWELL (cf. ci-dessous). Cet auteur, en effet, a évoqué des organismes secrétant du calcaire, mais il n'a pas noté

Source : MNHN, Paris

d'adaptation spéciale à un environnement récifal (exemple : abondance des formes à coquilles épaisses, résistantes à des courants forts et à l'action des vagues dans la partie exposée du récif). Il a, au contraire, souligné l'existence d'une faune néritique banale et, au surplus, distribuée seulement dans des lentilles occasionnelles et non pas dans l'ensemble de la formation.

3) La troisième interprétation du relief du Capitan est celle d'un récif-barrière vrai, écologique (fig. 9 C). CRANDALL (1929, figure 4 *in* DUNHAM, 1972) avait non seulement perçu la morphologie du récif-barrière, mais il avait pressenti sa nature récifale vraie en observant l'opposition, dans le Capitan, entre une partie supérieure non litée ou « calcaires du récif » et une partie inférieure litée, constituée par les calcaires provenant des débris du récif. NEWELL *et al.*, 1953, les premiers auteurs à entreprendre une étude pétrographique systématique du Capitan, démontrent la nature écologique du récif-barrière. Les Hydrocoralliaires, les éponges, les stromatolites ont été des organismes constructeurs qui ont fourni non seulement une grande partie du calcaire, mais également apporté la rigidité à l'édifice et sa résistance à l'action des vagues. La construction a été si rapide que, malgré la destruction incessante due au ressac, le récif maintenait un front presque vertical et avançait sur ses propres débris. C'est à une telle barrière que NEWELL *et al.* imputent les restrictions de circulation entre bassin et lagune, rendant compte des dépôts évaporitiques. On sait que la plupart des auteurs récents ont adopté le schéma de NEWELL.

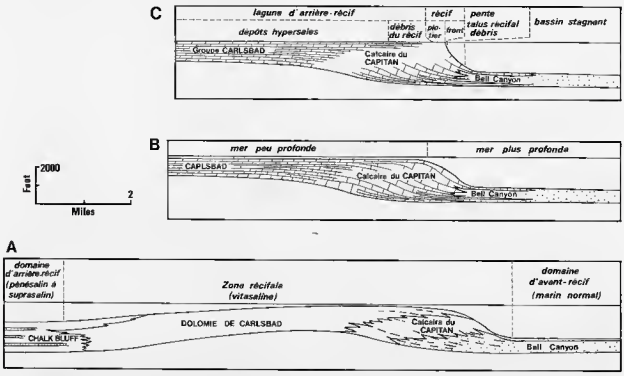


FIG. 9. — Schémas de trois interprétations historiques du récif du Capitan d'après DUNHAM (1972), mis en français par les auteurs.
A. Hypothèse des monticules marginaux d'après LANG (1937). B. Hypothèse de la « pente ininterrompue » d'après KING (1948). C. Hypothèse du récif-barrière d'après NEWELL *et al.* (1953).

Les formations carbonatées d'arrière-récifs

Elles occupent la plateforme sur des largeurs très variables. D'après JACKA *et al.* (1974), les carbonates de la formation Grayburg ont une largeur maximale de 65 km, alors que la formation Yates ne s'étend pas sur plus de 6 à 10 km. Ce domaine est couvert par des carbonates et des détritiques terrigènes dans la formation de

Source : MNHN, Paris

Carlsbad qui passent en direction du continent, à des couches versicolores, évaporitiques et terrigènes (cf. infra). Ces lagunes d'arrière-récifs ont été d'une grande diversité combinant des faciès carbonatés détritiques avec des couches fines, étendues, témoignant d'eaux calmes dans ce milieu protégé par la barrière récifale.

Le premier domaine jouxtant le récif consiste en platiers à sables carbonatés (fig. 10 ci-contre d'après WARD *et al.*, 1986). Ce sont des calcaires dolomitisés coquilliers, avec prédominance du matériel en provenance du récif, auquel s'ajoutent calcarénites, oolithes, pisolithes et fragments de calcaires grossiers, remaniés et transportés derrière le récif pendant les tempêtes grâce à des chenaux. La faune est relativement abondante dans ce premier domaine, comprenant en particulier Fusulines, Gastropodes, certaines formes de Pélécypodes et de Brachiopodes. Mais déjà un certain nombre de formes qui proliféraient dans le récif, ont disparu.

A ces plaines d'épandage d'arrière-récifs fait suite une aire plus calme. C'est une ceinture étroite de calcaires et dolomies bien litées et fines, avec encore des fossiles bien classés (WARD *et al.*, 1986). KING (1948) décrivait ces faciès comme des « calcaires lithographiques », dolomitisés et plus riches en Mg que ne le sont les formations d'immédiat arrière-récif. JACKA *et al.* ont décrit ce domaine comme couvert de pelmicrite à Gastropodes et à algues. Il s'agit d'une aire lagunaire tout à fait typique.

Le domaine suivant, évoqué par exemple par WARD *et al.* (1986) consiste en grainstones qui seraient déposés en milieu subtidal à intertidal et couvriraient une largeur très variable, « quelques centaines de pieds à 0,8 km ».

Ces grainstones — ou les formations équivalentes — passeraient latéralement à des îles barrières, caractérisées en particulier par l'abondance des pisolithes et des tepees. Dans la même bande que celle évoquée ci-dessus, ils couvriraient une largeur de l'ordre de 3 km. Avec ses structures « fenestrées », ses fentes de dessiccation, ses pisolithes — interprétées comme le résultat de l'évaporation de l'eau dans des mares — et ses tepees — également témoignage d'un cadre péritidal —, ce milieu serait plus riche que les précédents en traces d'émersion.

Au delà s'étend une zone calme et protégée, caractérisée en particulier par ses platiers algaires « intertidaux ». Ces dépôts s'interpénètrent intimement avec les faciès-barrières à l'aval et seraient en contact relativement brutal avec les évaporites à l'amont. WARD les décrit comme des dolomies fines, litées, intercalées de dolomies anhydritiques. En outre, des pélites quartzeuses et des grès s'intercalent, plus fréquents vers le continent. Localement des pellets et des grainstones suggèrent un « rivage à haute énergie ». Les organismes sont rares : Foraminifères, algues, Calcisphères, évoquant des salinités élevées. JACKA *et al.* (1974) ont évoqué les différentes formes de stromatolites, aussi bien en laminations qu'en massues, remarquables en ce domaine.

Pour terminer, il importe de citer l'étude publiée par MOTTS (1972) sur la zone du Capitan et sur les plateformes d'arrière-récifs du même âge, à la lumière des observations permises par les affleurements des monts Guadalupe. Cette étude est remarquable par la prise en compte simultanée d'éléments de géologie structurale, de morphologie et de sédimentologie. Nous en rappellerons les conclusions — bien que certaines soient répétitives par rapport à des faits déjà exposés ci-dessus — car elles sont capitales dans l'enchaînement de mécanismes que nous nous proposons d'établir pour rendre compte des différents faciès présents dans ces bassins et sur les plateformes qui les ceinturent.

Trois des faits notés par l'auteur doivent être rappelés. 1) Il est indubitable qu'une partie des siliciclastiques du bassin proviennent de la plateforme, en particulier de la plateforme du Nord-Ouest qu'il étudie. Ces sables ont donc dû être véhiculés depuis la plateforme jusqu'au bassin profond au travers de la couronne récifale. 2) Alors que l'évaporation complète de l'eau de mer dépose du sel et de l'anhydrite dans un rapport de volume qui est de l'ordre de 30/1, les observations faites sur ces plateformes établissent que ce rapport n'est en réalité que de l'ordre de 1, voire inférieur. Malgré la possibilité de dissolution ou d'érosion du sel postérieurement à son dépôt, il est indéniable que d'énormes quantités de saumures très salées se sont échappées après le dépôt de l'anhydrite et le début du dépôt du sel pour rendre compte de ce bilan. Ces saumures n'ont pu s'échapper que là où les conduisait la gravité : vers le centre du bassin déprimé. 3) MOTTS décrit finement, au Nord de la marge, un ensemble constitué de structures orientées perpendiculaires à cette marge et com-

Source : MNHN, Paris

	BASSIN	BORDURE DE PLATEFORME		PLATEFORME ARRIERE-RECIFS			
		TALUS	CRETE ou RECIFS	PLATIERS SABLEUX	ILES BARRIERES	LAGUNE	PLATIERS COTIERS ET PLAYAS
SEDIMENTS	Silts, grès. Vase calcaire, débris carbonatés	Brèches, vase calcaire, grainstones et boundstones	Vase calcaire grainstones boundstones	Wackestones, grainstones calcaires à dolomitiques	Grainstones et wackestones intraclastiques, pisolithiques et dolomitiques	Mudstones et wackestones dolomitiques	Gypse et/ou anhydrite. Sable quartzeux et silts. Mudstones et wackestones dolomitiques.
LARGEUR DES ± ZONES	112km	1, 6 km	0,8km	0,8km	3,2km	3_13km	40 km

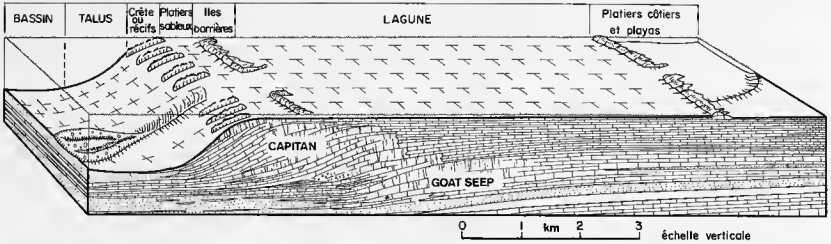


FIG. 10. — Bloc-diagramme schématisant la disposition des différents domaines du bassin permien (plateforme, marge, bassin) et illustrant l'évolution latérale et verticale des différents faciès telle qu'elle peut être observée dans la région des Monts Guadalupe. D'après WARD *et al.* 1986, fig. 4 modifiée.

Source : MNHN, Paris

prenant un cœur de biohermes et une enveloppe de calcaires en général fortement dolomitisés. Dans les chenaux, de même orientation, séparant ces structures alignées, existent des débris carbonatés également très dolomitisés. MOTTS synthétise brillamment ces faits. L'orientation des biohermes et des structures qu'ils arment aurait été partiellement sous la dépendance des courants d'influx en provenance des eaux normales du centre du bassin, aspirées par la très forte évaporation régnant sur les immenses plateformes d'arrière-récifs et rendue efficace par l'existence d'une tranche d'eau pelliculaire. Mais, en profondeur, ces chenaux d'accès servaient pour l'écoulement de saumures salines, refluantes, rendant compte á la fois du bilan des sels et des dolomitisations importantes observées sur leur chemin. Ajoutons, quant á nous, que ces saumures salines auraient été á l'origine d'une stratification des eaux du bassin par densité, rendant compte de son exceptionnelle richesse en matiére organique. Il est intéressant de rappeler que MOTTS démontre que ces conclusions, en particulier sur ce double flux (entrant en surface, refluant en profondeur) empruntant des chenaux reliant la plateforme externe au bassin central au travers de la couronne récifale, peuvent s'appliquer á l'époque des récifs Goat Seep, aussi bien qu'á l'époque du Capitan où les phénomènes ont été reconstitués.

LE DOMAINE ÉVAPORITIQUE ET DÉTRITIQUE

Le domaine que nous venons d'évoquer, celui des carbonates d'arriére-récifs, ne formait autour des récifs qu'une auréole assez étroite. Au contraire, le domaine évaporitique et détritique couvre d'immenses superficies au Nouveau-Mexique, Texas et jusque dans le Kansas et l'Oklahoma.

En gros, les évaporites forment une première auréole dont les cartes ci-jointes (fig. 6 et 7) donneront une idée, et les faciés détritiques forment une auréole externe, au plus prés des continents. En fait, l'intrication des deux types de faciés est évidemment plus poussée. Des bancs de sable ou de grés quartzeux ont parfois recouvert la plateforme, le récif et se sont même écoulés dans le bassin profond. Et d'un autre côté, les sels évaporitiques cimentent de trés importants volumes de couches gréseuses du domaine détritique. Plus précisément, nous nous intéresserons aux évaporites de ce bassin du Delaware, car elles représentent trés typiquement — ainsi que Sloss (*in* MOODY *et al.*, 1959) le notait déjá — des *évaporites de marge de bassin*. A la même époque au contraire, les évaporites du bassin des Midlands se présentaient comme des *évaporites de centre de bassin*.

L'aire d'extension de ces évaporites se situe principalement au Nord-Ouest, au Nord et à l'Est du bassin (fig. 11 et 12). Pour notre démonstration, il ne sera pas utile de distinguer dans ce texte les faciés et la paléogéographie des formations successives localement distinguées dans les différentes parties de cette couronne : formations Seven Rivers, Yates et Tansill au Nord des Monts Guadalupe et formations Abo, Yeso et San Andres et groupe de White Horse au Nord-Ouest des Monts Guadalupe.

Nous avons choisi ces évaporites comme prototype d'évaporites de marge de bassin (BUSSON, 1988). Le premier caractére qui les différencie á l'évidence des évaporites de centre de bassin, est leur localisation sur les plateformes périphériques. Alors que dans les évaporites de centre de bassin les faciès de salinité croissante (carbonates, sulfate de calcium, chlorure de sodium et sels ultimes) ont une polarité centripéte, nous allons trouver ici une polarité inverse. Constatons d'abord que, pour un intervalle stratigraphique donné, les faciés marins relativement profonds se trouvent au centre puis, suivant une polarité centrifuge, nous trouverons successivement le récif, les carbonates d'arriére-récifs lagunaires et enfin les évaporites. Il nous faut maintenant démontrer que ces évaporites elles-mêmes poursuivent et perfectionnent cette polarité centrifuge, irréductiblement différente du classement de faciès des évaporites de centre de cuvette.

En fait, malgré l'abondance de la littérature publiée sur ce bassin permien, les données synthétiques — cartographiques en particulier — n'abondent pas, du moins dans les publications á grande diffusion. Du point de vue des coupes, nous citerons comme la plupart des auteurs les coupes de TAIT *et al.* (1962) (fig. 13), qui établissent que l'anhydrite et le sel se trouvent en succession centrifuge et qui suggérent déjá que le volume de sel présent sur ces plateformes n'est pas, et de loin, dans le rapport 30/1 avec le volume de l'anhydrite, qui est celui de l'eau de mer. Sur les cartes déjá anciennes de GALLEY (fig. 6

Source : MNHN, Paris

et 7), on constate : 1) la localisation des évaporites dans des aires périphériques au bassin central ; 2) le fait que l'anhydrite succède, en allant vers l'extérieur, à l'auréole des carbonates lagunaires et précède, toujours dans le même sens, la couronne contenant le sel gemme ; 3) le sel gemme dans la position la plus externe — juste avant les couches détritiques rouges continentales — apparaît effectivement ne pas être dans le rapport volumétrique 30/1. Nous avons déjà dit dans le texte ci-dessus que ce rapport volumétrique, indubitablement présenté par ces évaporites

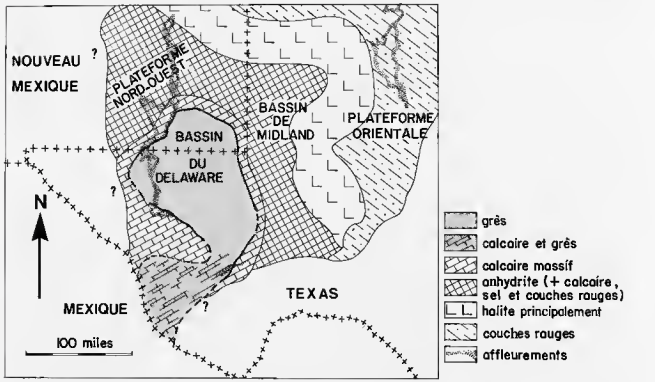


FIG. 11. — Carte de faciés du Guadalupien supérieur du bassin permien. D'après P. B. KING 1942, fig. 32 modifiée.

de marge de bassin, était un argument capital pour établir l'existence de saumures refluantes importantes pendant cette sédimentation.

En fait, ce reflux de saumures denses a été un concept explicitement présent ou implicitement perceptible chez beaucoup d'auteurs anciens (PH. KING, Newell *et al.*, etc.). Mais pour qu'il soit admissible, encore faut-il que cette sédimentation évaporitique se soit faite, au moins en grande partie, en eau libre et non par processus interstitiel. Or, ce fait même est contesté depuis les années 60, à la suite du rapprochement fait par de nombreux auteurs entre les structures pétrographiques de ces évaporites et les structures homologues des sels actuels de précipitation interstitielle. C'est l'interprétation dite de « sebkhas supratidales », donnée aux évaporites (et parfois aux carbonates associés) par des auteurs tels que KERR et THOMPSON (1963), KENDALL (1969), SILVER *et al.* (1969), HILLS (1972) et MEISSNER (1972) *in* SARG (1981). Cette question est fondamentale pour la validité même de notre raisonnement et nous allons donc examiner les conclusions de deux auteurs qui ont réalisé des travaux importants sur ces évaporites guadalupiennes de la périphérie du bassin du Delaware.

JACKA *et al.* 1974 ont étudié les plateformes du Nord-Ouest et du bassin central par l'exploitation systématique des carottes et des diagraphies, indispensables pour pallier la solubilité de la halite et du sulfate de calcium. Ils distinguent trois domaines que nous allons examiner en nous éloignant progressivement du centre du bassin (fig. 14).

Source : MNHN, Paris

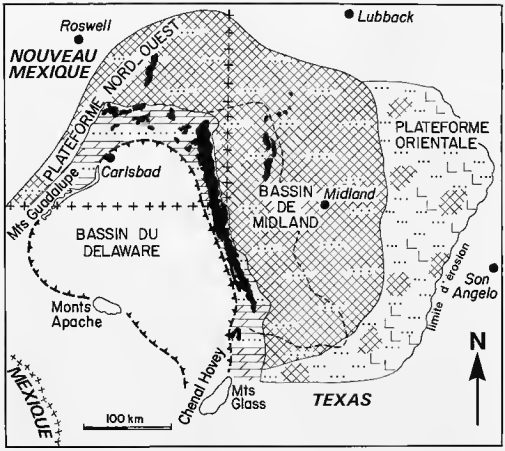


FIG. 12. — Carte de faciès du Guadalupien supérieur (Formations Yates, Seven Rivers, Queen) dans le bassin permien. D'après WARD *et al.* 1986, fig. 14 modifiée.

a) — Les **sebkhes côtières** constituent la bande qui jouxte les carbonates d'arrière-récifs, sur une largeur de 50 à 65 km. Les carbonates, très importants, seraient des pelmicrites, des intramicrorudites pelletoïdes et des intramicrites algaires. Interprétés comme des dépôts de lagune ou de la zone intertidale, ces carbonates présenteraient l'empreinte de conditions supratidales : *bird's eyes*, conglomérats à galets plats, fragments carbonatés découpés par des fentes de dessication, etc. Les cristaux de gypse sont décrits comme comparables à ceux du Golfe Persique. Et ils ont été remplacés précocément par de l'anhydrite. Des structures anhydritiques nodulaires de type « grillage de poulailler » ont également été citées. Parmi ces actions diagénétiques, JACKA *et al.* mentionnent une dolomitisation précoce de ces carbonates, dits de sebkha. Par ailleurs, les détritiques qui ne sont pas rares dans ce domaine, seraient imputables à un transport éolien depuis les aires continentales voisines.

Source : MNHN, Paris

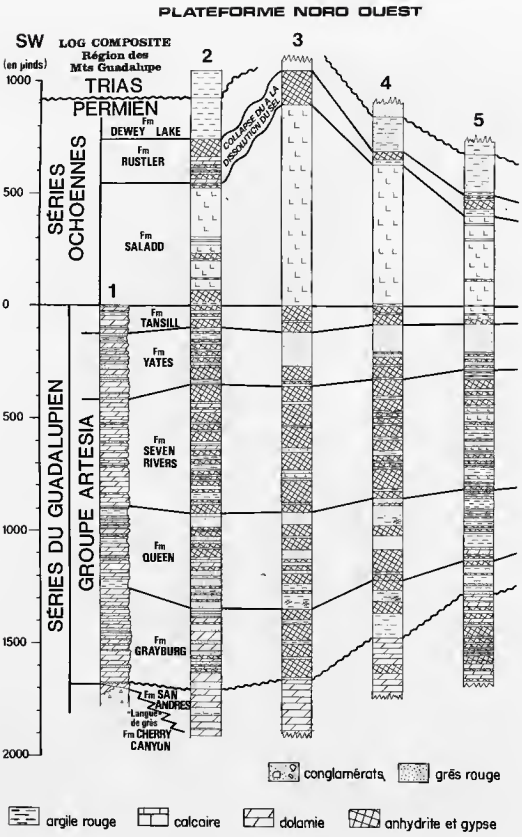
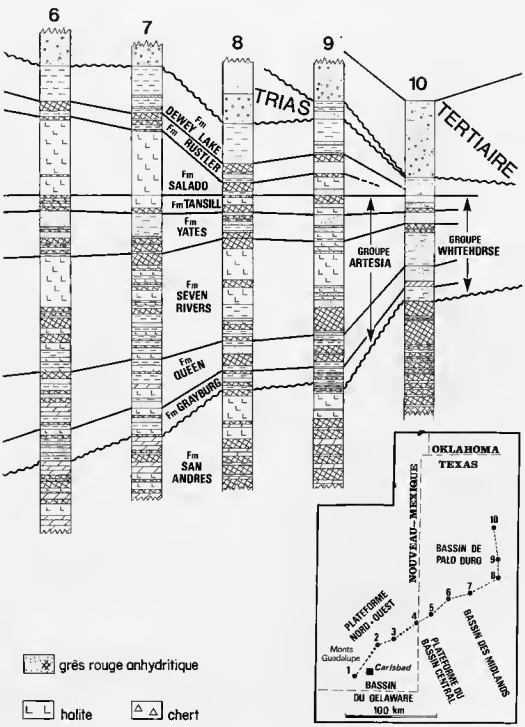


FIG. 13. — Corrélation S.W.-N.E. entre 10 coupes (9 forages et une coupe composite de surface) dans le bassin permien, depuis les Monts Guadalupe jusqu'au bassin de Palo Duro. D'après TAIT *et al.* 1962, fig. 1 (pour la localisation des puits) et fig. 2 modifiées.

Source : MNHN, Paris

NE

BASSIN PALO DURO



Source : MNHN, Paris

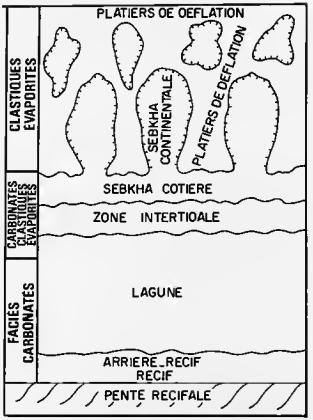


FIG. 14. — Schéma illustrant, d'après JACKA *et al*, 1974 (fig. 4), les relations entre les différents faciès caractérisant les plateformes du Nord-Ouest du bassin permien. Le stade repris ici correspond á une période de niveau marin élevé.

b) — Les **sebkhas continentales** couvrent un domaine plus vaste (400 á 500 km de large) et sont particulièrement bien représentées dans le Guadalupien. Un des traits caractéristiques, et distinguant ce nouveau domaine des sebkhas côtiéres, serait l'absence ou au moins la rareté du carbonate de calcium et l'abondance des détritiques. JACKA *et al.* décrivent une succession répétitive que l'on peut résumer ainsi. A la base, et sur une épaisseur de l'ordre du métre, existe un intervalle laminé á anhydrite, clastiques et magnésite. Cette unité basale passe á de l'argile pélitique rouge, halitique et présentant des fentes de dessication, qui elle-même passe á des grés rouges cimentés par de la halite. Ceux-ci sont surmontés par des grés et pélites cimentés par de l'anhydrite et, enfin, le tout est couronné par de la dolomie. Cette succession, dont la répétition rythmique couvre de grandes épaisseurs, correspondrait d'après les auteurs au passage d'un état subaquatique trés net dans l'unité laminée de base, jusqu'á un stade plus avancé, complètement continental, oú les apports éoliens dominent et oú les précipitations interstitielles sont le fait de nappes phréatiques. Les auteurs reconnaissent finement les cristaux de gypse précipités dans l'eau et ceux formés au sein du sédiment. Néanmoins, les auteurs accordent une part largement prépondérante aux processus de sebkhas supratidales, c'est-á-dire subaériennes. C'est ainsi qu'ils déclarent que ces remplissages évaporitiques et détritiques ne résultent pas du comblement d'une « mégasebkha », mais bien de la progradation latérale rapide de ces sebkhas continentales, ainsi que du déplacement corrélatif des domaines voisins (sebkhas côtiéres, côté aval ; platiers de déflation, côté amont).

Précisons que la différence tranchée établie par ces auteurs entre sebkhas côtières et sebkhas continentales ainsi que les appellations données á ces domaines peuvent paraître discutables. Dans une ségrégation antéro-postérieure des sels évaporitiques d'origine marine, il est de régle que les carbonates de calcium disparaissent dans les domaines les plus amont et que — au contraire — les saumures ultimes, riches en magnésium et en potassium, soient l'apanage de ce domaine amont. La terminologie employée par les auteurs semble au contraire suggérer qu'á côté de sebkhas côtières, pouvant recevoir leurs sels de l'océan, existent des sebkhas continentales oú le matériel déposé serait issu des continents.

c) — Les **platiers de déflation** sont caractérisés par un remplissage de grès fins ou très fins, pélitiques ou par des pélites sableuses, cimentées par de la dolomite et de l'anhydrite. Il existe également des croûtes de halite et de gypse. Presque tout ce matériel clastique, ici encore, a été transporté et déposé par le vent. Les évaporites de cimentation de ces détritiques sont évidemment interprétées comme des dépôts interstitiels, imputables aux nappes phréatiques.

Dans l'interprétation sédimentologique et diagénétique de ce domaine évaporitique, JACKA *et al.* font jouer un rôle important aux variations alternées du niveau de la mer. Pendant les périodes de niveau marin élevé, il y a remplissage des lagunes par des carbonates subtidaux et intratidaux. Pendant les périodes de niveau bas, il y a, sur les trés vastes aires émergées, précipitation interstitielle active et modification importante

Source : MNHN, Paris

des dépôts précédents. En ce qui concerne les minéraux évaporitiques eux-mêmes, les diagenèses hypersalines sont fondamentales. En effet, s'il y a bien précipitation subaquatique de certains cristaux de gypse, il y a surtout 1) cimentation des grés par du gypse ; 2) remplacement du gypse par de l'anhydrite avec pseudomorphoses de cristaux de gypse, formation de nodules et même réalisation de la structure en grillage de poulailler. Enfin, il y a remplacement de certains carbonates par des sulfates. L'accent primordial mis sur ces interprétations interstitielles ne va pas évidemment dans le même sens que des précipitations essentiellement subaquatiques. En particulier, ces processus interstitiels ne sauraient s'être accompagnés des reflux importants vers le bassin que nous suggérait le bilan volumétrique halite sur anhydrite (cf. supra).

En outre, JACKA *et al.* réfutent — contre la majorité des auteurs précédents — l'interprétation précoce des dolomitisations, autre pilier de la démonstration de l'existence et du rôle des saumures refluantes. Ils prétendent qu'une telle dolomitisation précoce de boues calcaires aragonitiques dans une lagune ne peut se concevoir étant donné les fluctuations répétées qui affecteraient un tel milieu, en fonction soit du niveau marin, soit du climat. JACKA *et al.* proposent au contraire de lents jeux diagénétiques dans un environnement souterrain trés stable. C'est ainsi que pour l'interprétation des dolomitisations affectant d'énormes volumes sur la plateforme externe, JACKA *et al.* invoquent 1) pendant des périodes de niveau marin bas, sous l'influence des eaux de pluie, la transformation et la lithification des carbonates subtidaux et intertidaux instables (aragonite et calcite fortement magnésienne) en calcite faiblement magnésienne ; 2) pendant l'enfouissement, les calcaires calcitiques — y compris ceux résultant des diagenèses évoquées au point 1 — sont dolomitisés grâce aux percolations de saumures magnésiennes, sulfatées et chlorurées ; pendant que la précipitation d'anhydrite tend á colmater la porosité résiduelle ; 3) pendant le soulévement tertiaire, une nouvelle diagenèse d'eau douce aggrave ces transformations post-sédimentaires. A l'évidence, l'accent mis ici encore sur ces processus réduit la part des phénoménes synsédimentaires et la crédibilité des interprétations qui les invoquaient.

Le deuxième travail que nous mentionnerons ici est celuí de SARG (1981). Bien qu'il porte sur une aire beaucoup plus limitée, nous estimons qu'il fait contrepoids à celui de JACKA *et al.* dans la mesure où il établit localement l'existence de précipitations gypseuses sous-aquatiques, s'inscrivant en faux par lá même contre la généralisation d'une interprétation interstitielle pour ces évaporites de marge de bassin des séries du Delaware.

L'étude, menée sur les affleurements de la région de Rocky Arroyo, porte sur la formation Seven Rivers, d'âge guadalupien supérieur (équivalent de la partie inférieure du récif du Capitan). L'auteur s'est intéressé au passage, bien affleurant et se développant sur une hauteur de 70 m, entre une formation carbonatée — côté bassin — et une formation gypseuse — côté continent —. Le passage est complet sur une distance de 166 m.

Dans l'aire limitée étudiée, la formation gypseuse semble occuper une zone d'épaisseur plus importante que la formation carbonatée qu'elle jouxte et á laquelle elle passe latéralement. Par ailleurs, SARG (d'après PH. KING, 1942 et TAIT *et al.*, 1962) rappelle qu'au même niveau stratigraphique existe de la halite á 140 km en direction du Nord-Nord-Est. A Rocky Arroyo, ces évaporites consistent en un empilement d'unités gypseuses de 1 á 7 m d'épaisseur, intercalées de grés pélitiques verts ou rouges, eux-mêmes cimentés par du gypse. Ces gypses s'intercalent de packstones carbonatés à pellets et pauvres en débris coquilliers. Ces carbonates sont fréquemment á laminations planes et contiennent des calcisphéres, des foraminifères encroûtés et des ostracodes. Par ailleurs, dans le domaine latéralement équivalent des carbonates de lagune, SARG a suivi l'évolution des faciés engendrés par des eaux qui sont allées du mésohalin á l'hyperhalin. Dans la région de Rocky Arroyo, il a montré que ce faciés carbonaté envoie, au sein de la formation gypseuse et sur une distance d'environ 1 km, des « langues », consistant en bandes de carbonates à texture de grainstone-grapestone.

Plusieurs arguments sont apportés par SARG á l'appui d'une interprétation de dépôt subaquatique et pour récuser l'interprétation d'une simple diagenèse interstitielle de type sebkha. 1) Ces gypses de la Seven Rivers sont à la fois équivalents et s'intercalent de faciés grainstone-grapestone, ne montrant aucune trace d'émersion et d'environnements subtidaux bien que sous une tranche d'eau probablement peu épaisse. 2) La valeur moyenne du δS^{34} s'établit á 9,3 ± 1 ‰.

Source : MNHN, Paris

Elle s'avère du même ordre de grandeur que celle déterminée pour l'océan permien (10 ‰). SARG en conclut que la saumure-source est bien d'origine marine. 3) L'épaisseur des unités gypseuses (1 à 7 m) est très nettement supérieure à celle des cycles fins qui s'observent sur les sebkhas actuelles (0,25 à 1 m). 4) Une faune mésohaline existe dans les carbonates intercalés, aussi bien qu'adjacents. 5) Les carbonates dolomitiques intercalés n'offrent pas de preuve d'environnement supratidal, subaérien telles que textures « fenestrées », fentes de dessication, profils de calcrètes ou brèches de dissolution d'évaporites. Il ont dû se déposer dans un milieu subaquatique calme. Ces mêmes bancs carbonatés intercalés ne contiennent ni laminites algaires, ni autre signe caractéristique de cycle de sebkha (des carbonates subtidaux ou sulfates nodulaires supratidaux). 6) Le gypse lui-même n'a pas livré de caractères propres à une empreinte subaérienne. Le caractère laminé d'une partie de ce gypse de Seven Rivers n'est pas considéré en effet comme caractéristique de tels dépôts. SARG précise également que la structure mosaïque du sulfate de calcium n'est pas, elle non plus, spécifique à un environnement de formation donnée. Elle peut en particulier résulter d'une croissance par diagenèse précoce sous une interface eau/sédiment. 7) Le maintien de la transition carbonates/évaporites dans une même position géographique sur toute l'épaisseur du dépôt semble mal compatible avec un milieu de sebkha, génétiquement lié à des progradations latérales étendues.

CONCLUSION

1) — A défaut d'entreprendre ici l'impossible bilan des auteurs favorables à une genèse de ces évaporites de marge de bassin dans des conditions de sebkha, d'une part, et, d'autre part, dans des conditions subaquatiques, nous rappellerons que les plus récents auteurs ont en général pris parti pour une large intervention des processus subaquatiques. WARD *et al.* (1986), après avoir évoqué les conclusions de SARG (1977), affirment que la plupart du gypse se serait déposé « dans des corps d'eau stagnants », bien que certaines évaporites se soient déposées de façon « displacives » comme dans les sebkhas côtières. WARREN et KENDALL (1985) rappellent que WARREN a observé des structures de gypse subaquatique dans la formation San Andres. Dès lors, ces évaporites de marge ne constituent pas seulement la principale couverture et le principal piège pour les hydrocarbures dans ce bassin permien. Elles peuvent être, comme l'écrivaient déjà NEWELL *et al.* en 1953, la source d'eaux salines lourdes qui se sont accumulées jusque dans les aires les plus profondes du bassin au-delà du récif. NEWELL *et al.* eux-mêmes invoquaient, au sujet de cette hypothèse, l'idée émise par HOLLINGWORTH en 1942 pour un écoulement similaire entre les récifs permiens d'Angleterre et en direction du bassin adjacent du Zechstein de mer du Nord. Or, l'écoulement de ces saumures denses aura pu avoir une importance considérable pour la conservation de la matière organique au centre de notre bassin permien du Delaware.

2) — Les mêmes auteurs (NEWELL *et al.*, 1953), constatant les quantités énormes d'évaporites, présentes dans le Léonardien et le Guadalupien (avant celles de l'Ochoen), du Kansas au Texas, en inféraient que les mers de plateforme correspondantes, de faible profondeur et de vaste extension, ont été soumises à une évaporation considérable. Un tel taux d'évaporation ne pouvait manquer d'abaisser sensiblement le niveau marin dans ces lagunes périphériques, entraînant — à l'échelle de l'ensemble du bassin permien du Delaware — un afflux considérable d'eau de mer compensatrice. NEWELL *et al.* en concluaient qu'un tel courant en provenance de la mer ouverte, à la fois important et entretenu, avait présenté un influx de nutriments d'importance déterminante pour la croissance de ces formidables appareils récifaux implantés sur la plateforme externe. Mais ni NEWELL *et al.*, ni aucun autre auteur, semble-t-il, n'ont évoqué l'importance de cet influx entretenu d'eau de mer et de nutriments pour le développement biologique — en particulier phytoplanctonique — dans les couches de surface de l'ensemble du bassin permien. Or, un tel apport considérable de nutriments ne peut manquer d'avoir favorisé une productivité exceptionnelle de la partie superficielle des mers qui occupaient le centre du bassin.

Ainsi les évaporites de marge, développées sur les plateformes du Guadalupien aussi bien que des

Source : MNHN, Paris

périodes antérieures, ont eu pour conséquences secondaires à la fois de favoriser la productivité dans la partie superficielle des mers occupant le centre du bassin et, en même temps, de favoriser des conditions de fond — dans ce même centre de bassin — propices à la conservation de la matière organique chutant depuis les couches superficielles (BUSSON, 1988).

Cyclicité sédimentaire et fluctuations du niveau marin

Les modifications cycliques de faciès observées sur ces marges du bassin du Delaware ont souvent été placées sous le déterminisme de fluctuations du niveau marin. Précisons que ces interprétations n'ont pas été l'apanage du Guadalupien, mais ont également été proposées en particulier pour le Léonardien. Nous n'évoquerons que deux de ces interprétations, mais elles donnent une idée de la diversité des positions des auteurs à ce sujet.

SILVER *et al.* (1969) proposent une évolution des dépôts quand on est allé des niveaux marins élevés aux niveaux marins les plus bas et l'illustrent par quatre stades. Lors du stade 1 (niveau marin le plus élevé) les lagons d'arrière-récifs deviennent très larges : les carbonates, parfois laminés, souvent micritiques, dolomitisés s'étendent de 15 á 250 km vers l'extérieur du bassin en direction du continent. Synchroniquement, dans le bassin se déposent des boues pélagiques, argileuses et calcaires. Lors du stade 2, où débute la régression marine, une partie de la plateforme émerge et des îles apparaissent. A la frange du lagon, vers le continent, se développent des tapis algaires importants et les milieux continentaux et les sebkhas progressent en direction du bassin. Dans ce dernier, les mêmes boues perdurent. Lors d'un 3e stade, les éléments d'origine continentale, clastiques en particulier, continuent á progresser. Les tapis algaires et les dépôts de sebkha ont remplacé les carbonates de lagons antérieurs. Les récifs et les bancs ne se développent plus et une surface continentale étendue s'est formée sur leur relief. La plateforme est découpée par des canyons et des chenaux tidaux et les détritus continentaux, transitant par les têtes de canyons, atteignent le bas des canyons par traction, glissement, ou coulées turbulentes, alimentant des cônes sous-marins en pleine progradation. Au stade 4 enfin, le plus bas, les détritiques en provenance des continents tendent à recouvrir la plateforme dans son ensemble. La dégradation des récifs est maximale á cette époque et le dépôt de clastiques terrigènes á son apogée dans le bassin. En résumé, dans cette interprétation — comme par exemple dans celle de MEISSNER, 1972 —, il y a alternance de périodes de niveau marin élevé où les carbonates gagnent sur les plateformes et (avec des faciés différents) dans les bassins ; et des périodes de niveau marin bas où les clastiques terrigénes s'y substituent.

JACKA *et al.* (1974) imputent des fluctuations du niveau marin á un eustatisme d'origine glaciaire et font coïncider ces fluctuations avec des modifications périodiques de la pluviosité locale. Pour ces auteurs, lors des niveaux marins élevés, le climat est aride. De ce fait, il y a á ces époques progradation des trois zones de faciés externes évoquées ci-dessus (sebkha côtière, sebkha continentale et platier de déflation), gagnant sur les lagunes d'arrière-récifs et pouvant les combler complétement. Au contraire, pendant les périodes de niveau marin bas, la plateforme était en grande partie á l'émersion et les pluies plus abondantes de ces époques seraient surtout responsables des diagenèses carbonatées affectant — comme nous l'avons vu ci-dessus — les calcaires de la plateforme externe. Il est clair que le schéma proposé par ces auteurs est strictement á l'opposé de celui proposé par SILVER *et al.* Quant à sa crédibilité, elle apparaît pour le moins assez faible...

L'OCHOEN

Avec cet étage, le dernier du Permien, s'instaure dans cette région l'ère des évaporites massives. La partie centrale du bassin du Delaware était caractérisée antérieurement — et nous l'avons vu depuis le Carbonifère — par une sédimentation pélagique, planctonique, relativement profonde. D'un seul coup, cette cuvette va être le siège de dépôt d'évaporites qui vont la combler, la niveler, bref la faire disparaître. A ces évaporites de centre de cuvette remarquables vont succéder des évaporites de plateforme qui vont s'étaler sur toute la région. Cette même aire réunit donc, dans une succession historique,

Source : MNHN, Paris

génétique, des évaporites de marge de bassin, puis des évaporites de cuvette, enfin des évaporites de plateforme. Nous nous étendrons peu sur ces séries ochoennes, car le présent article n'est primordialement dévolu ni aux évaporites de centre de cuvette, ni aux évaporites de plateforme, mais aux relations entre les évaporites de marges de bassin et les couches á matière organique occupant le centre du bassin.

Du point de vue de la genése des hydrocarbures, Sloss (1959) énonçait une vérité déjà bien connue, à savoir la stérilité de ces séries évaporitiques massives. Par contre, leur rôle de couverture n'est pas négligeable. Récemment, Hills (1984) rappelait que, sous les épaisses séries du Castile, la plupart des fluides expulsés par compaction — compaction á laquelle le poids du Castile a largement participé — ont alors migré vers les marges carbonatées qui leur offraient des pièges.

La première de ces séries est la formation Castile, très remarquable remplissage de cuvette, morphologie correspondant á cette fosse insatiable créée et entretenue au cours des temps antérieurs. Sur les coupes schématiques de l'ensemble du bassin (fig. 2), ces évaporites du Castile se présentent comme un remplissage en demi-noyau de pêche — leur limite inférieure étant convexe vers le bas et leur limite supérieure étant horizontale — d'une cuvette héritée (Moody *et al.*, 1959, fig. 1). En position centrale, l'épaisseur est de quelques 650 m (2 100 á 2 200 pieds). Sur les bordures de l'ancien bassin profond, la série s'amincit et se biseaute. Au-dessus des anciennes plateformes marginales l'équivalent du Castile ne serait représenté que par un hiatus. Il est important de noter que cette formation Castile est beaucoup plus faite d'anhydrite, et secondairement de calcite, que de halite. C'est d'ailleurs une des raisons qui nous ont incités à ne pas retenir ce remplissage comme type d'évaporites de cuvette ; ce qui eût l'avantage de concentrer dans une même région le type des évaporites de marge et celui des évaporites de cuvette.

Il y a un consensus des auteurs, non seulement sur la concordance des dépôts du Castile sur les couches sousjacentes mais même sur le passage trés graduel des uns aux autres (Silver *et al.*, 1969). On a même pu noter que les premiéres couches attribuables au Castile s'étaient déposées sur des couches non lithifiées. Des arguments lithologiques enfin suggérent fortement ou même établissent le caractère relativement profond de ces évaporites (Anderson *et al.*, 1972 ; Harms, 1974). Depuis trés longtemps, on a ainsi montré que les laminations exceptionnellement fines existant dans le Castile peuvent être assimilées á des varves, au sens d'alternances annuelles (cf. Udden, 1924 ; Lang, 1935-1937, *in* Newell *et al.*, 1953). Or, la sédimentation de varves aussi bien que la richesse relative en matière organique des minces lamines de calcite séparant les lits d'anhydrite constitue quasiment une preuve en faveur d'un système á deux corps d'eau stratifiés qui établit une profondeur minimale du bassin et permet de rejeter d'éventuelles interprétations subaériennes ou sous trés faible tranche d'eau de cette série. Or, le caractére relativement profond de ce Castile est un argument supplémentaire pour considérer cette formation comme le matériel de remplissage d'une cuvette au moins partiellement préexistante, plutôt que comme l'enfoncement synsédimentaire d'un plancher maintenu aux alentours de la côte zéro.

La « révolution » évaporitique du Castile, oú les sels de précipitation remplissent massivement le bassin proprement dit après une si longue période où ils n'ont été représentés que sur les marges, a évidemment posé des problèmes génétiques intéressants. Au sujet de la raison fondamentale, les auteurs en général n'ont pas invoqué une péjoration climatique mais une fermeture plus étanche du seuil qui reliait ces bassins du Delaware et des Midlands á la mer ouverte. Adams (1965) a été un de ceux qui a précocément défendu l'hypothèse que cette fermeture soit l'œuvre de croissances récifales plutôt que de déformations structurales. L'avancée des récifs de marge de plateforme à la fin du Guadalupien aurait fermé le passage étroit existant encore entre l'arche de Star Mountain et les montagnes de Marathon, transformant le bassin du Delaware, jusqu'alors golfe de type Méditerranée, en une lagune évaporitique profonde. Dans cette interprétation, parfaitement plausible, c'est la génération et le triomphe des récifs du Capitan — épisode construit le plus remarquable de toute l'histoire pennsylvano-permienne de cette région — qui auraient abouti brutalement á une modification du régime hydrologique, dont la première conséquence a été l'extinction soudaine de la vie récifale dans tout ce bassin...

Est-ce à dire pour autant que nous savons tout sur la genése du Castile ? Un fait suffira à établir

Source : MNHN, Paris

que nous en sommes loin. C'est l'interprétation de la disparition concomitante des sédiments détritiques, toujours représentés — sporadiquement au moins — dans les séries antérieures. PH. KING (1948) notait déjà que cette absence ne pouvait être imputée à l'efficacité de barrières récifales, disparues à cette époque et cet auteur voyait dans cette absence le témoignage d'une pénéplanation des continents périphériques. On peut aussi penser que cette absence s'explique par des raisons climatiques ; une aridification plus poussée de cette époque ayant mis en sommeil l'agent hydrodynamique du transport des détritiques terrigénes. Mais comment expliquer l'admirable coïncidence entre la fermeture récifale du bassin du Delaware et une pénéplanation des continents voisins ou une aridification climatique ? De tels ajustements entre les différents facteurs intervenant dans le déterminisme de la sédimentation apparaissent comme l'un des leitmotive les plus énigmatiques dans l'interprétation des évaporites.

Enfin, le caractère particulier de ce Castile — á savoir ce remplissage de cuvette évaporitique profonde par une série essentiellement sulfatée — a posé un autre problème de valeur trés générale. Trés schématiquement, deux interprétations explicatives s'affrontent à ce sujet, dont le moins qu'on puisse dire est qu'elles diffèrent grandement. R. KING en 1947 a proposé une explication qui a connu une fortune considérable bien au-delá du seul bassin permien du Delaware. Si le Castile est essentiellement anhydritique — et manque donc des sels de sodium, de potassium et magnésium tellement plus abondants dans l'eau de mer que le sulfate de calcium —, c'est parce qu'un reflux plus ou moins permanent des saumures délestées du sulfate de calcium se faisait vers la mer ouverte, sur la partie la plus profonde du seuil. Quelques années plus tard, SCRUTON (1953) confortait ce schéma explicatif par l'étude hydrodynamique des estuaires et des bras de mer confinés, peu profonds. Il montrait, sur ces modèles, la généralité de l'existence d'un courant de surface, s'écoulant á partir des régions de faible salinité jusque dans les aires de haute salinité et, simultanément, des courants de densité plus profonds s'écoulant des régions de forte salinité vers les masses d'eau de faible salinité. On sait qu'un peu plus tard BRONGERSMA-SANDERS (1971) a précisé ce type de circulation dite anti-estuarine, en l'opposant au modéle inverse, estuarin. De son côté, BERGER (1970) a repris ces notions á l'échelle plus grandiose d'océans entiers, sous le nom de circulation lagunaire pour le premier type et estuarine pour le deuxiéme.

Malgré la fortune de ce schéma, une autre voie explicative a coexisté, qui a également ses lettres de noblesse et d'ancienneté. Il s'agit de l'application au Permien du Sud des États-Unis de la théorie dite des bassins séparés déjà émises par BRANSON en 1915. On sait que cette théorie visait à rendre compte des bassins évaporitiques monominéraux. Les saumures auraient cheminé dans des bassins successifs, reliés les uns aux autres de façon á ne permettre que des circulations univoques depuis la mer ouverte jusqu'á l'évaporation maximale. Ainsi, devient-il théoriquement possible que l'on ait dans un ou quelques premiers bassins uniquement du calcaire ; dans un ou quelques autres uniquement du sulfate de calcium ; plus loin uniquement du sel gemme etc. Un exemple de cette application au bassin permien étudié suffira. GOLDSCHMIT en 1971 observe ainsi que, simultanément au dépôt des anhydrites du Castile, se sédimente de la halite dans des bassins périphériques, c'est-à-dire plus éloignés encore de la mer ouverte. Ainsi, nous nous éloignons de l'hypothése du reflux de R. KING et SCRUTON évoquée ci-dessus, puisque le chlorure de sodium, loin d'être retourné á la mer ouverte, aurait au contraire été amené par des saumures denses dans des bassins plus distaux, plus périphériques, plus continentaux. Ici encore, il est inutile d'insister sur le fait que le choix entre ces deux voies explicatives n'est pas l'apanage de ce Permien supérieur du Sud des États-Unis. C'est un problème que l'on retrouve dans nombre de grandes provinces évaporitiques.

Les formations suivantes sont successivement (et partiellement en équivalence latérale) le Salado et le Rustler. La formation Salado, épaisse au maximum de 650 m environ, consiste en halite principalement et, secondairement, en anhydrite, sels potassiques, etc. La formation Rustler (300 m au maximum) est faite d'anhydrite, de carbonates évaporitiques et de clastiques continentaux. Ces formations peuvent être considérées comme présentant des caractères d'évaporites de plateforme. 1) Au lieu de se cantonner aux marges d'un bassin différencié (comme au Léonardien et au Guadalupien) ou de remplir le centre de ce même bassin, (comme au Castile), les évaporites du Salado et du Rustler s'étalent en discordance,

Source : MNHN, Paris

aussi bien sur le Castile au centre que sur les récifs et les sédiments d'arrière-récifs en position périphérique (fig. 2). En outre, elles se superposent á toute une région ne présentant pas de différenciation morphologique trés importante. C'est-á-dire que, d'une part, elles ont une extension qui peut être supérieure aux accumulations évaporitiques sousjacentes et que, d'autre part, la répartition des faciés n'est pas primordialement déterminée par la morphologie du bassin, telle qu'elle peut être traduite par l'actuelle répartition des épaisseurs. 2) La répartition des grands groupes de faciés par solubilité croissante n'est pas concentrique (centrifuge comme dans les évaporites de marge de bassin ; centripéte comme dans les évaporites de centre de cuvette). Elle est antéro-postérieure. En effet, le sel du Salado passe vers le Sud à la formation plus carbonatée de Tessey.

On sait que ces évaporites de plateforme mettent un point final à cette sédimentation thalassogène du Pennsylvanien et du Permien : la formation Rustler en effet est surmontée en concordance par la formation Dewey-Lake, constitué de couches rouges continentales, sans évaporites.

CONCLUSION

Le bassin du Delaware, sous-unité du « bassin permien », offre un admirable exemple de dépôts évaporitiques de marge de bassin, associés á une aire centrale déprimée, profonde, chroniquement riche en matière organique. Bassin typiquement intracratonique mais néanmoins en position marginale — par rapport aux mers ouvertes —, il a été affecté d'une subsidence considérable ; de l'ordre de 6 000 m pour le Pennsylvanien et le Permien. Malgré l'importance de ces mouvements verticaux, il y a eu une stabilité remarquable des zones de faciés dans ce bassin à vie longue.

La richesse de ce bassin en hydrocarbures engendrés et/ou piégés dans ces sédiments permiens est marquée moins par la taille des champs et des gisements que par leur multiplicité et leur diversité. Certes, parmi les circonstances ayant favorisé cette profusion, il y a l'abondance des magasins poreux : carbonates récifaux, dolomies et clastiques d'arrière-récifs, carbonates détritiques ou resédimentés d'avant-récifs, siliciclastiques du bassin, etc. Il y a aussi l'excellence des couvertures qu'ont pu constituer les évaporites en coexistence latérale ou en superposition de certains de ces magasins poreux. De ce dernier point de vue, l'alternance de l'extension ou de la progradation carbonatée détritique et évaporitique a constitué un facteur favorable. Mais pour rendre compte de cette profusion d'hydrocarbures, le facteur originel et principal a été le fait que ce bassin circonscrit s'est révélé particuliérement propice à la production et á la conservation de la matiére organique, puis á la maturation des hydrocarbures. Ces caractéristiques pérennes doivent être expliquées á l'égal des autres éléments faciologiques.

La répartition des grandes zones de faciés de ce Delaware est particulièrement caractéristique des évaporites de marge et des couches de bassin adjacentes très particulières qu'elles contribuent á faire naître. Au centre, le bassin proprement dit est demeuré profond pendant une trés longue période des systémes Pennsylvanien et Permien. Cette profondeur entretenue est imputable moins á une subsidence supérieure à celle qui affectait les zones marginales ou périphériques qu'á la faiblesse des apports et à l'aptitude de ces sédiments de bassin à se compacter. Il s'agit typiquement de bassins affamés, voire même de fosses insatiables ! Ces dépôts profonds ont été des boues argileuses ou calcaires, souvent laminés, des pélites ou des grés fins, parfois même des siliciclastiques grossiers et une matiére organique en abondance tout á fait remarquable. Une partie au moins des siliciclastiques grossiers est indubitablement originaire des continents périphériques, aprés transit sur la plateforme et au travers de la barriére récifale. Leur présence au cœur du bassin atteste donc l'existence de voies de transit et de communications réelles entre la plateforme et le bassin. Dans ce bassin profond, le biota est essentiellement planctonique ou nectonique et les éléments benthiques sont le plus souvent absents ou réduits à quelques formes adaptées á une faible oxygénation. Les carbonates massifs, construits et les évaporites sont pratiquement absents de ce domaine.

Cette position, chroniquement déprimée du centre de bassin a favorisé l'arrivée et l'accumulation, par des phénomènes de gravité, de carbonates, soit en grains, soit en masse plus ou moins

Source : MNHN, Paris

disloquées, en provenance des plateformes et des marges périphériques.

Le domaine suivant, ceinturant le bassin profond dont il a alimenté les glissements marginaux, est celui des constructions carbonatées. C'est un anneau plus ou moins continu de largeur minime (quelques kilomètres au maximum), remarquable par les reliefs topographiques formés par ces constructions (reliefs sous-marins et îles aux époques de régression marine). Localisées sur la bordure de la plateforme ou au sommet de la pente reliant la plateforme au bassin profond, ces constructions carbonatées, par la stabilité de leur localisation, témoignent de la permanence de cette zone morphologique privilégiée. On sait cependant qu'une progradation centripète a été observée à certaines époques, par exemple Guadalupien supérieur, les récifs s'édifiant en position de plus en plus interne grâce au substratum qu'offrait la masse des débris d'avant-récifs des époques précédentes. En fait, ces constructions carbonatées consistent soit en édifices bioconstruits (récifs vrais ou biostromes, en général résistants aux vagues), soit en bancs mécaniquement accumulés (pellets, oolithes, débris calcaires ou clastiques, etc.). Cette position marginale, en bordure de plateforme, contraste avec la localisation des pinacles récifaux existant sous les évaporites de centre de cuvette : ces pinacles, en effet, se présentaient en général isolément dans l'aire des couches à matière organique où ils constituaient de remarquables protubérances avant d'être ensevelis par les évaporites.

En position plus externe par rapport à cet anneau bioconstruit, s'étend le très vaste domaine des plateformes carbonatées, lagunaires et enfin détritiques et continentales. Le domaine marin lagunaire d'arrière-récifs comprend des calcaires plus ou moins dolomitisés, détritiques ou de précipitation chimique ou biochimique, aux textures les plus variées et largement affectés de phénomènes diagénétiques, en particulier, liés aux émersions. La permanence de ces plateformes carbonatées est un trait remarquable de ce bassin permien. Par ailleurs, on a noté que les faciès de ce domaine sont beaucoup moins propices à une compaction importante que ceux du bassin profond.

Schématiquement l'auréole plus externe est le domaine des évaporites : gypse et anhydrite d'abord, sel gemme ensuite, soit en masses plus ou moins pures, soit au sein de matrices gréseuses ou argileuses. Ces évaporites occupent parfois un domaine d'épaisseur légèrement supérieure à celle des plateformes carbonatées. Mais surtout, deux traits remarquables sont à souligner. 1) — Le bilan des sels représentés diffère radicalement du bilan des éléments contenus dans l'eau de mer : il y a sur-représentation évidente des carbonates et du sulfate de calcium, sous-représentation de la halite et enfin absence des sels ultimes. 2) — Le classement des sels de solubilité croissante se fait de l'intérieur vers l'extérieur. C'est un dispositif « salin-croissant centrifuge » qui s'oppose à l'évidence au dispositif « salin-croissant centripète » qui caractérise les évaporites de cuvette — c'est-à-dire de centre de bassin —. Un autre caractère s'ajoute qui va encore différencier ces évaporites de marge de bassin des évaporites de centre de cuvette : les évaporites des plateformes du Delaware sont, grossièrement au moins, contemporaines des faciès carbonatés de plateforme et de marge et des faciès riches en matière organique du centre du bassin. Cette contemporanéité s'impose dès lors que ces faciès typiques se pérennisent tout au long de systèmes tels que le Léonardien, le Guadalupien et chacune de leurs sous-unités, dans chacun des domaines paléogéographiques.

Vers l'extérieur du bassin, aux évaporites succède la vaste aire d'épandage des débris continentaux. Ces « couches rouges » des auteurs consistent en grès, pélites, argiles où aux couleurs rouge et marron s'ajoutent des passées vertes et grises. Les sédiments évaporitiques distaux (sel gemme en particulier) passent directement aux clastiques continentaux, sans réapparition de termes plus marins (sulfate de calcium, carbonates). Sur ce point, il y a une certaine analogie avec la disposition des faciès des évaporites de plateforme.

Par contre, dans ce modèle, la répartition de la subsidence n'est pas le facteur déterminant de la localisation des faciès, contrairement à ce qui était si net pour les évaporites de cuvette. En fait, les épaisseurs peuvent être aussi fortes, ou au moins du même ordre de grandeur, sur les plateformes que dans le bassin. Les valeurs les plus fortes semblent en général l'apanage des marges, intermédiaires entre plateformes et bassins. Mais ces puissances anormalement fortes pourraient correspondre à la simple conquête, par progradation latérale, de l'aire d'avant-récifs bénéficiant de l'importante tranche d'eau offerte par une partie de ce qui est déjà le bassin affamé.

Du Wolfcampien au Guadalupien, le maintien

Source : MNHN, Paris

des mêmes zones de faciés et des mêmes processus sera incapable de venir á bout de la fosse insatiable, plus profonde peut être á la fin du Guadalupien (membre Lamar) qu'elle ne l'a jamais été. Et ce sont les anhydrites (*pro parte maximum*) du Castile qui viendront á bout de cette fosse sous la forme d'une énorme lentille qui occupe tout le bassin. Bien que cette accumulation — presque monominérale — ne présente pas la richesse du cortége de faciés des évaporites de centre de cuvette typiques, il s'agit néanmoins indubitablement d'un dépôt de ce type. Le remplissage de la partie centrale d'un bassin vacant, jusqu'á son nivellement complet et en succession á des faciés riches en matiére organique, est significatif á cet égard. Par rapport á ces évaporites de remplissage de cuvette, il faut souligner que les épisodes précédents (évaporites de marge de bassin, couronne récifale et faciés á matiére organique du centre de bassin) peuvent être considérés comme un stade préévaporitique particulier de ces évaporites de cuvette. En effet, nous avons vu que le premier stade des évaporites de cuvette comportait une association de faciés assez voisine où les carbonates périphériques présentent parfois des manifestations évaporitiques discrétes, le plus souvent interprétées comme résultant de processus de sebkha (cf. carbonate CA1 ou CA2 du Zechstein allemand et de mer du Nord). Les évaporites de marge de bassin seraient l'homologue, hypertrophié, de ces phénoménes habituellement discrets.

Notons enfin que les évaporites des formations Salado et Rustler s'étalent sur toute la région enfin nivelée oú ce qui a été le bassin du Delaware pendant plus de cinquante millions d'années ne se marque plus par le moindre creux. La répartition des faciés de ces formations confirme qu'il s'agit lá d'évaporites de plateforme précédant la phase ultime, continentale et la fin de l'histoire de ce bassin. Sloss (1959) notait que les évaporites de plateforme se sont installées au fur et á mesure que régressait l'état de « différenciation tectonique » de cette région. Nous préférerons dire que les évaporites de plateforme se sont généralisées quand a disparu toute différenciation morphologique, elle-même résultante complexe des déformations structurales et de toute l'histoire sédimentaire et diagénétique qui a précédé. Mais ce bassin permien présente donc l'extraordinaire particularité d'avoir vu la succession dans une même aire privilégiée, d'évaporites de marge de bassin, d'évaporites de centre de cuvette et enfin d'évaporites de plateforme.

Dans la mesure oú nous avons pris ce bassin du Delaware — aux époques léonardienne et guadalupienne — comme type d'évaporites de marge de bassin, terminons par un mot sur les mécanismes correspondant á ce type. Certaines études locales, portant surtout sur un type de faciés, invoquent pour rendre compte de sa genése la combinaison de nombreux facteurs agissant localement (facteurs structuraux, morphologiques, climatiques, eustatiques, etc.). Pourtant, en présence de la mosaïque de faciés que nous observons et surtout de la pérennité aussi bien de ces faciés que de leur disposition mutuelle, nous sommes enclins á penser qu'il faut invoquer peu de facteurs et qu'il existe par contre des enchaînements, c'est-á-dire des liens de cause á effet entre certains de ces faciés et de ces zones paléogéographiques et les autres.

Ainsi que l'atteste l'histoire antérieure, á l'origine la région se présente comme plateforme cratonique, nivelée *grosso modo* á l'altitude du niveau des mers. Un bassin bien circonscrit se crée quand des mouvements verticaux agissent, en particulier sur l'aire du futur bassin du Delaware. Ce schéma d'une extrême simplicité aboutit á la classique triade d'une undaforme, d'une clinoforme et d'une fondaforme concentriquement disposées. Et il a suffi que s'ajoutent á ce schéma des conditions d'aridité sévéres pour que s'explique la mosaïque de faciés qui s'est installée et s'est pérennisée. C'est ainsi que la marge de la plateforme, au sommet de la rupture de pente, a été par sa seule morphologie une aire propice á la bioconstruction carbonatée. Les vastes plateformes, situées á l'amont de cette barriére « récifale », ont alors pu évoluer en lagune évaporatoire grâce á deux conditions. 1) L'évaporation devait être forte dans ces lagunes peu profondes et soumises á un climat aride. 2) Les entraves apportées aux circulations par la barriére récifale ont permis á cette évaporation forte d'augmenter effectivement la salinité de ces lagunes de plateforme. Toutefois, l'existence de quelques chenaux reliant ces lagunes au bassin central et profond a empêché que tout le stock salin des eaux pénétrant dans les lagunes se dépose, favorisant au contraire d'importants écoulements de saumures refluantes vers le bassin profond. Ainsi s'explique un bilan largement excédentaire du sulfate de calcium par rapport á

Source : MNHN, Paris

la halite, en comparaison du bilan des éléments contenus dans l'eau de mer. Par ailleurs, ces lagunes ont servi de piège aux éléments détritiques en provenance du continent et les récifs qui les bordaient ont contribué á arrêter ce flux terrigène, préservant ainsi le bassin profond et central d'un remplissage qui eût pu être rapide et complet. Enfin, l'évaporation forte sur ces lagunes créait un appel d'eau considérable depuis la mer ouverte voisine. Il s'en suivait un apport de nutriments important et entretenu qui a favorisé 1) une forte productivité planctonique dans les eaux superficielles du bassin et 2) la productivité récifale sur la bordure de la plateforme. Dés lors, le bassin central a été caractérisé par l'installation répétée ou le maintien d'un systéme á deux corps d'eau, créé par le piégeage en profondeur des saumures refluantes en provenance des plateformes.

Ce systéme á deux corps d'eau a permis une bonne conservation des organismes planctoniques et nectoniques proliférant dans les eaux superficielles. Il a préservé, en dehors de quelques intervalles particuliers (exemple formation Cherry Canyon), le bassin d'apports détritiques, au moins importants et grossiers. Il a également préservé le bassin d'une prolifération benthique et d'un remplissage carbonaté rapide. Ainsi, la partie centrale et profonde du bassin, originellement héritée de mouvements verticaux, a été entretenue comme une fosse insatiable grâce á la combinaison de phénoménes hydrologiques, biologiques et sédimentaires. En outre, les couches riches en matiére organique qui caractérisaient ce bassin central, sont susceptibles d'une compaction trés forte, facteur supplémentaire favorable au maintien d'une morphologie centrale trés déprimée.

Ainsi, dans le modéle des évaporites de marge de bassin, les aires de dépôts des sels de précipitation peuvent être considérées comme des annexes évaporatoires du bassin principal. Ces accumulations méritent d'être appelées « dépôts évaporitiques avortés », puisque les sels observables ne représentent qu'une fraction très incomplète de la paragenése saline marine. Les saumures refluantes ont largement contribué á laisser le bassin central affamé et á en faire un lieu propice au dépôt de matiére organique. A l'évidence, le phénoméne a pu s'entretenir longuement. Nous conclurons sur deux différences radicales qui opposent ces évaporites de marge de bassin (oú la polarité est salin-croissant centrifuge) aux évaporites de centre de cuvette (oú la polarité salin-croissant est centripéte). 1) Les évaporites de marge de bassin sont compatibles avec une vie prolongée, entretenue du bassin. Les évaporites de cuvette, au contraire, en assurent un comblement rapide et une disparition totale. Les premiéres sont caractéristiques de la vie active du bassin ; les secondes de sa disparition. 2) Dans les évaporites de marge, la ségrégation des salinités est latérale et synchronique. Au contraire, dans les évaporites de centre de cuvette, la ségrégation des salinités, depuis le marin normal jusqu'au dépôt de la halite et des sels ultimes, correspond á des stades successifs dans le temps.

REMERCIEMENTS

Les auteurs ont mené cette étude et l'ont mise en forme grâce aux moyens qui leur ont été apportés par la formation du CNRS « Nature et genése des faciés confinés » (GRECO 52 jusqu'au 31 décembre 1985, puis Unité Associée 1209 depuis le 1er janvier 1986). Le travail bibliographique important, qui s'est avéré indispensable, a été rendu possible par l'obligeance et la serviabilité d'ingénieurs et de documentalistes d'entreprises pétroliéres : en particulier MM. B. Plauchut et Bocherens á SNEA(P), Mlle M. Montouchet á la Compagnie Française des Pétroles — TOTAL et Mlle C. Lafond á l'École Nationale Supérieure des Pétroles et des Moteurs (Institut Français du Pétrole). Mme N. Day a contribué á la recherche de certains ouvrages et nous avons largement mis á contribution la Société Géologique de France (Mlle Vadier) et la Bibliothéque « Géologie-Recherche » de l'Université Paris VI. Au laboratoire de Géologie du Muséum, nous tenons á remercier également Mme A. Cambreleng qui a réalisé l'illustration de cette note — les travaux photographiques préparatoires étant réalisés par Mlle Destarac — et Mlle G. Tortel qui a assumé une part importante de la dactylographie. Mme Delétoile a également dactylographié une partie de ce texte et nous l'assurons de notre reconnaissance.

Source : MNHN, Paris

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ADAMS, J. E., 1965. — Stratigraphic-tectonic development of Delaware Basin. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (Okl.), **49** (11) : 2140-2148.

ADAMS, J. E., FRENZEL, H. N., RHODES, M. L. & JOHNSON, D. P., 1951. — Starved Pennsylvanian Midland Basin. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (Okl.), **35** (12) : 2600-2607.

ANDERSON, R. Y., DEAN, W. E., KIRKLAND, D. W. & SNIDER, M. L., 1972. — Permian Castile evaporite sequence West Texas-New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Boulder, **83** : 59-86.

BERGER, W. H., 1970. — Biogenous deep-sea sediments : fractionation by deep-sea circulation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Boulder, **81** : 1385-1402.

BRANSON, E. B., 1915. — Origin of thick gypsum and salt deposits. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Boulder, **26** : 231-242.

BRONGERSMA-SANDERS, M., 1971. — Origin of major cyclicity of evaporites and bituminous rocks : an actualistic model. *Mar. Geol.*, Amsterdam, **11** (2) : 123-144.

BUSSON, G., 1978. — Genèse des évaporites : les enseignements des milieux épicontinentaux apparaissent-ils transposables aux évaporites de marge océanique ? *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1978, (7), t. XX, n° 4 : 533-545.

BUSSON, G., 1984 a. — Relations entre les gypses de plateformes du Nord-Ouest africain et les black shales de l'Atlantique du Cénomanien inférieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. II, **298** : 801-804.

BUSSON, G., 1984 b. — La sédimentation épicontinentale des bassins salins accomplis et des bassins évaporitiques avortés : effet sur la sédimentation océanique contemporaine et contiguë dans le cas du Crétacé saharien et nord atlantique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. II, **299** : 213-216.

BUSSON, G., 1984 c. — Relation entre la sédimentation du Crétacé moyen et supérieur de la plateforme du Nord-Ouest africain et les dépôts contemporains de l'Atlantique Centre et Nord. *Ecl. Geol. Helv.*, Bâle, **77** (2) : 221-235.

BUSSON, G., 1988. — Relations entre les types de dépôts évaporitiques et la présence de couches riches en matière organique (roches-mères potentielles). *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, **43** (2) : 181-216.

DAVIES, G. R. & LUDLAM, S. D., 1973. — Origin of laminated and graded sediments, Middle Devonian of Western Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Boulder, **84** : 3527-3546.

DEGENS, E. T. & ROSS, O. A., 1974. — The Black sea : geology, chemistry and biology. *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Tulsa, **20**, 633 p.

DUNHAM, R. J., 1972. — Capitan Reef, New Mexico and Texas : facts and questions to aid interpretation and group discussion. *Permian Basin Section S.E.P.M. Publ.*, **72-14**, 270 p.

GALLEY, J. E., 1958. — Oil and geology in the Permian basin of Texas and New Mexico. *In* : L. G. WEEKS, *Habitat of Oil*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa (Okl.) : 395-446.

GOLDSMITH, L. H., 1971. — Evaporites and Petroleum : Reply. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (Okl.), **55** (11) : 2056-2057.

HARMS, J. C., 1974. — Brushy Canyon Formation, Texas : a deep-water density current deposit. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Boulder, **85** : 1763-1784.

HARMS, J. C. & WILLIAMSON, C. R., 1988. — Deep-water density current deposits of Delaware Mountain Group (Permian), Delaware Basin, Texas and New Mexico. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (Okl.), **72** (3) : 299-317.

HAYES, P. T., 1964. — Geology of the Guadalupe Mountains, New Mexico, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, Washington, **446**, 69 p.

HILLS, J. M., 1984. — Sedimentation, tectonism and hydrocarbon generation in Delaware Basin, West Texas and Southeastern New Mexico. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (Okl.), **68** (3) : 250-267.

HILLS, J. M. & KOTTLOWSKI, F. E., 1983. — Correlation of Stratigraphic Units of North America (COSUNA) project. Southwest/southwest mid-Continent Region. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, Tulsa (Oklahoma).

HOLLINGWORTH, S. E., 1942. — The correlation of gypsum-anhydrite deposits and the associated strata in the North of England. *Proc. Geol. Assoc.*, London, **53** (pt 3 & 4) : 141-151.

JACKA, A. D. & FRANCO, L. A., 1974. — Deposition and diagenesis of Permian evaporites and associated carbonates and clastics on shelf areas of the Permian Basin. *IVth Int. Symp. on Salt*, A. H. Coogan (ed.), Northern Ohio Geological Society, Cleveland, Ohio, vol. 1 : 67-89.

Source : MNHN, Paris

KENDALL, C. G. ST. C., 1969. — An environmental re-interpretation of the Permian evaporite/carbonate shelf sediments of the Guadalupe Mountains. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Boulder, **80** (12) : 2503-2526.

KERR, S. D. & THOMSON, A., 1963. — Origin of nodular and bedded anhydrite in Permian shelf sediment, Texas and New Mexico. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (Okl.), **47** : 1726-1732.

KING, P. B., 1942. — Permian of west Texas and southeastern New Mexico. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (Okl.), **26** : 535-563.

KING, P. B., 1948. — Geology of the Southern Guadalupe Mountains, Texas. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, Washington, **215**, 183 p.

KING, R. H., 1947. — Sedimentation in Permian Castile Sea. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (Okl.), **31** : 470-477.

MEISSNER, F. F., 1972. — Cyclic sedimentation in Middle Permian strata of the Permian basin, West Texas and New Mexico. *In* : Cyclic sedimentation in the Permian basin (2nd ed.) : Midland, Tx, West Texas *Geol. Soc.* : 203-232.

MOODY, J. D., SLOSS, L. L. & ASCHENBRENNER, B. C., 1959. — Discussion of " Relationship of primary evaporites to oil accumulation " by L. L. SLOSS. *Proc. Vth World Petrol. Congr.*, New York, sect. 1 : 134-138.

MOTTS, W. S., 1972. — Geology and paleoenvironments of the Northern Segment, Capitan Shelf, New Mexico and West Texas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Boulder, **83** : 701-722.

NEWELL, N. D., RIGBY, J. K., FISCHER, A. G., WHITEMAN, A. J., HICKOX, J. E. & BRADLEY, J. S., 1953.— The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico. W. H. Freeman and Co, San Francisco : 1-236.

SARG, J. F., 1981. — Petrology of the carbonate evaporite facies transition of the Seven Rivers Formation (Guadalupian Permian), southeast New Mexico. *J. Sediment. Petrol.*, Tulsa (Okl.), **51** (1) : 73-96.

SCRUTON, P. C., 1953. — Deposition of evaporites. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, Tulsa (Okl.), **37** (11) : 2498-2512.

SILVER, B. A. & TODD, R. G., 1969. — Permian cyclic strata, Northern Midland and Delaware Basins, West Texas and Southeastern New Mexico. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, Tulsa (Okl.), **53** (11) : 2223-2251.

SLOSS, L. L., 1959. — Relationship of primary evaporites to oil accumulation. *Proc. Vth World Petrol. Congr.*, New York, sect. 1 : 123-134.

TAIT, D. B., AHLEN, J. L., GORDON, A., SCOTT, G. L., MOTTS, W. S. & SPITLER, M. E., 1962. — Artesia Group (Upper Permian) of New Mexico and West Texas. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (Okl.), **46** (4) : 504-517.

TYRREL, W. W., 1969. — Criteria useful in interpreting environments of unlike but time — equivalent carbonate units (Tansill-Capitan-Lamar), Capitan Reef Complex, West Texas and New Mexico. *In* : G. M. FRIEDMAN, " *Depositional Environment in carbonate rocks* ", S.E.P.M. spec. publ., Tulsa (Okl.), **14** : 80-97.

WARD, R. F., KENDALL, C. G. ST. C. & HARRIS, P. M., 1986. — Upper Permian (Guadalupian) facies and their association with hydrocarbons — Permian Basin, West Texas and New Mexico. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (Okl.), **70** (3) : 239-262.

WARREN, J. K. & KENDALL, C. G. ST. C., 1985. — Comparison of sequences formed in marine sebkha (subaerial) ans salina (subaqueous) settings — Modern and Ancient — *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (Okl.), **69** (6) : 1013-1023.

WILDE, G. L. & TODD, R. G., 1968. — Guadalupian biostratigraphy and sedimentation in the Apache Mountains Region, West Texas. *In* : B. A. SILVER Guadalupian facies, Apache Mountains area, West Texas, Symp. and Guidebook. *Field Trip. pub. Permian Basin Section S.E.P.M.*, **68** (11) : 10-31.

BIBL. DU MUSÉUM PARIS

Source : MNHN, Paris

Date de distribution : 23 décembre 1988.

Dépôt légal : décembre 1988.

IMPRIMERIE F. PAILLART — ABBEVILLE

N° d'impression : 7106

Dépôt légal : 4e trimestre 1988

Source : MNHN, Paris

DERNIERS TITRES PARUS
RECENTLY PUBLISHED MEMOIRS

SÉRIE A (ZOOLOGIE) :

Tome 141 : Jean-Pierre HUGOT, 1988 — Les Nématodes Syphaciinae, parasites de Rongeurs et de Lagomorphes. Taxonomie. Zoogéographie. Évolution. 154 pp. (ISBN 2-85643-157-1) 200 FF.

Tome 140 : Alain DUBOIS, 1988 — The genus in zoology. A contribution to the theory of evolutionary systematics. 124 pp. (ISBN 2-85653-151-2) 150 FF.

Tome 139 : Alain DUBOIS, 1988 — Le genre en zoologie. Essai de systématique théorique. 132 pp. (ISBN 2-85653-152-0) 150 FF.

Tome 138 : Christian ERARD, 1987 — Écologie et comportement des gobe-mouches (Aves : Muscicapinae, Platysteirinae, Monarchinae) du Nord-Est du Gabon. 256 pp. (ISBN 2-85653-142-3) 250 FF.

Tome 137 : Jacques FOREST, 1987 — Résultats des campagnes Musorstom, volume 3. Les Polychelidae ou « Pagures symétriques » (Crustacea Coenobitoidea). 274 pp. (ISBN 2-85653-141-5) 300 FF.

SÉRIE B (BOTANIQUE) :

Tome 31 : Odile PONCY, 1985 — Le genre Inga (Légumineuses, Mimosoideae) en Guyane française. Systématique, Morphologie des formes juvéniles, Écologie. 124 pp. (ISBN 2-85653-135-0) 210 FF.

Tome 30 : Lucile ALLORGE, 1985 — Monographie des Apocynacées — Tabernaemontanoïdées américaines. 216 pp. (ISBN 2-85653-132-6) 280 FF.

Tome 29 : Monique KEDDAM-MALPLANCHE, 1985 — Le Pollen et les stomates des Gardéniées (Rubiacées) du Gabon. Morphologie et tendances évolutives. 109 pp. (ISBN 2-85653-131-C-8) 220 FF.

Tome 28 : Marie-France ROQUEBERT, 1981 — Analyse des phénomènes pariétaux au cours de la conidiogenèse chez quelques Champignons microscopiques. 79 pp. (ISBN 2-85653-116-4) 130 FF.

Tome 27 : Auteurs multiples, 1981 — Entretiens du Muséum : Palynologie et Climats, 16-18 octobre 1979. 302 pp. (ISBN 2-85653-110-5) 300 FF.

SÉRIE C (SCIENCES DE LA TERRE) :

Tome 54 Monette VÉRAN, 1988 — Les éléments accessoires de l'arc hyoïdien des poissons téléostomes (Acanthodiens et Osteichthyens) fossiles et actuels. 114 pp. (ISBN 2-85653-154-7) 150 FF.

Tome 53 : Donald E. RUSSELL, Jean-Pierre SANTORO and Denise SIGOGNEAU-RUSSELL, 1988 — Teeth Revisited : Proceedings of the VIIth International Symposium on Dental Morphology. 462 pp. (ISBN 2-85653-148-2) 625 FF.

Tome 10 : Jacques ROGER, 1962 (Réimpression/Reprint 1988) — Les Époques de la nature. Éditions critique. 344 pp. (ISBN 2-85653-160-1) 100 FF.

Tome 52 : Donald E. RUSSELL and ZHAI Ren-Jie, 1987 — The Paleogene of Asia: mammals and stratigraphy. 490 pp. (ISBN 2-85653-140-7) 300 FF.

Tome 51 : Mireille GAYET, 1986 — Ramallichtys Gayet du Cénomanien inférieur marin de Ramallah (Judée), une introduction aux relations phylogénétiques des Ostariophysi. 81 pp. (ISBN 2-85653-138-5) 130 FF.

Prix hors taxe, valides jusqu'à juin 1989. Frais de port en sus. Vente en France : TVA 4 %.

Prices in French Francs are valid until June 1989. Postage not included.

Source : MNHN, Paris

Ce mémoire fait suite à une réunion tenue en 1987 à l'Institut Français du Pétrole, à l'initiative conjointe de l'Unité Associée 1209 « Nature et genèse des faciés confinés » du CNRS et de la section Géologie-Géophysique de l'Association Française des Techniciens du Pétrole. Seuls quelques-uns des exposés de cette réunion font l'objet des notes du présent mémoire. Les relations entre les faciès salins et les dépôts riches en matière organique — source des hydrocarbures — est un thème dont l'intérêt fondamental est largement aussi grand que l'intérêt appliqué.

Annie Cornée est Ingénieur d'étude au laboratoire de Géologie du Muséum national d'Histoire naturelle. Par une approche microbiologique, elle a cherché — dans sa thèse (1983) et dans ses travaux postérieurs — á utiliser les données sur l'évolution et le rôle sédimentologique des microorganismes dans les milieux confinés actuels pour mieux comprendre la formation de couches riches en matière organique fossiles.

Alain Curiai et **Robert Moretto,** actuellement chercheurs contractuels au CNRS, ont soutenu (1986) des thèses sur le bassin évaporitique paléogène de Bresse ; le premier (ancien boursier Schlumberger) avec une approche surtout diagraphique, le second surtout pétrographique et géochimique. Ils ont publié de nombreuses notes dans des périodiques français et internationaux.

Jean-Marie Rouchy est chargé de Recherche au Centre national de la Recherche scientifique. Spécialiste de la sédimentation évaporitique, ses travaux ont porté sur la reconstitution du fonctionnement des grands bassins évaporitiques anciens s'attachant à dégager les relations géométriques et génétiques entre les divers groupes de sédiments confinés.

Charlotte Schreiber, est actuellement prnfesseur au Département de Géologie du Queen's College, en même temps que Senior Research Associate au Lamont Doherty Geological Institute. Elle a été antérieurement professeur-associé á la Rice University (1982-1983), au Muséum national d'Histoire naturelle (janvier 1987 et 1989), détachée en année sabbatique á la Shell (1982-1983), etc... Les fonctions qu'elle a occupées aux A.A.P.G. (membre de Research Committee) ou de rédacteur du prestigieux " Journal of Sedimentary Petrology " attestent que les milieux professionnels comme académiques, la placent au premier rang des sédimentologistes.

Georges Busson, Sous-directeur du Muséum national d'Histoire naturelle, a publié depuis 1955 plus de 70 notes, cartes et volumes sur la géologie de l'Afrique du Nord, en particulier sur le Mésozoïque saharien et plus de 20 notes sur les processus et mécanismes sédimentaires. Ancien membre du bureau éditorial de Sedimentary Geology, responsable depuis 1977 d'une formation de recherche du CNRS (" Nature et genèse des faciés confinés "), il a dirigé sur ce thème de nombreuses études et thèses, a suscité chaque année 2 réunions (nationales ou internationales) et a été l'éditeur (ou le co-éditeur) de plusieurs ouvrages collectifs.

ÉDITIONS
DU MUSÉUM
38,
RUE GEOFFROY
SAINT-HILAIRE
75005 - PARIS
1988
ISBN . 2-85653-155-5
ISSN . 0246-1196

PRIX : 187,20 FF TTC (France)
180 FF (Étranger)

Source : MNHN, Paris